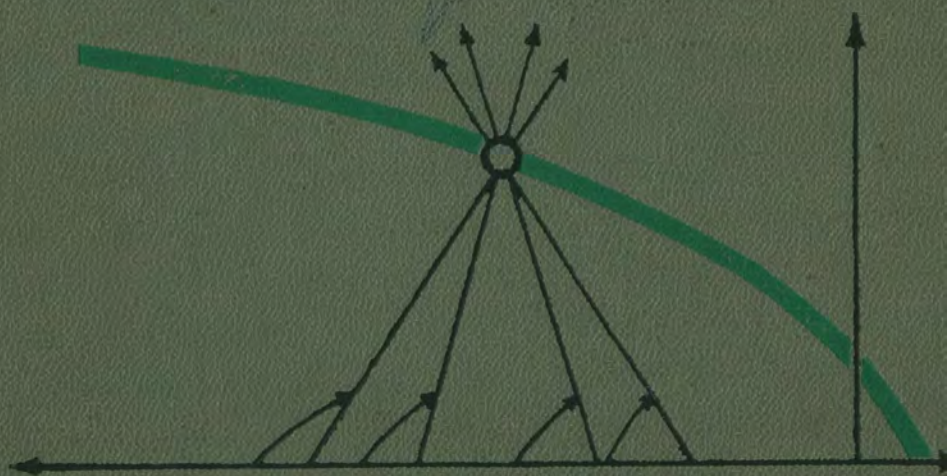


125570

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ



Л. А. Шрейнер, Б. В. Байдук, Н. Н. Павлова, В. П. Якушев,
И. Д. Сферина, Г. Е. Кузьменкова, Н. В. Смирнова,
А. Т. Кирсанова, Л. И. Толстова

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1968

**Деформационные свойства
горных пород
при высоких
давлениях
и температурах**

Коллектив авторов. Издательство «Недра»,
1968 г. Стр. 358.

В книге приведены экспериментальные данные, полученные за последние годы в СССР и за рубежом в области механических свойств горных пород в условиях высоких давлений (до 5000 кг/см²) и температур (до 350° С).

Изложены методы исследований деформационных свойств горных пород в условиях высоких давлений, температур, насыщающих сред и разных скоростей деформации. Рассмотрено влияние различных факторов на деформационные свойства и механизм деформации.

В книге таблиц 39, иллюстраций 104, библиографий 232 названия.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы при решении практических задач геологии и горного дела все большее внимание уделяется использованию различных механических характеристик горных пород для повышения эффективности работ по разведке и разработке месторождений полезных ископаемых.

Деформирование горных пород при различных геологических и технологических процессах в земной коре протекает с различной скоростью в сложных условиях нагружения и дополнительного влияния температур и давлений. Все эти факторы оказывают значительное влияние на механические характеристики горных пород.

Одной из ближайших задач является накопление данных о деформационных свойствах горных пород в различных условиях, чтобы установить обобщающие соотношения между различными показателями. Недостаточная эффективность аналитических методов расчета и методов моделирования деформационных процессов при решении практических задач объясняется сравнительно слабым развитием экспериментальных работ.

Накопленные к настоящему времени экспериментальные данные по деформационным свойствам малочисленны и не позволяют разработать схематическую функциональную модель деформируемой породы.

С учетом этого изучение деформационного поведения различных горных пород в условиях залегания в земной коре является в настоящее время одной из первоочередных задач механики горных пород.

В лаборатории геомеханики глубинных зон земной коры Института геологии и разработки горючих ископаемых несколько лет назад были поставлены работы по созданию методик и аппаратуры для испытаний горных пород в сложных условиях напряженного

состояния, а в последние годы проведены исследования деформационных свойств горных пород при различных давлениях, температурах и скоростях деформирования.

В настоящей монографии обобщены результаты этих исследований и рассмотрены некоторые пути их практического использования при решении различных задач нефтяной геологии и бурения.

При проведении исследований ставилось целью изучение деформационных свойств горных пород, слагающих какой-либо представительный участок земной коры, характеризующийся достаточно полным набором как структурных форм, так и типов пород.

Исходя из этих соображений, в качестве объекта исследований была выбрана Русская платформа с ее геосинклинальным обрамлением.

Специфика направления в механике горных пород, развиваемого коллективом авторов монографии, состоит в рассмотрении механической деформации в тесной связи с физическими явлениями, лежащими в ее основе, а также с составом и структурой деформируемой породы. Такой подход позволяет не только использовать механические характеристики при решении задач механики сплошной среды, но и разрабатывать специальные методы практического применения данных исследования деформационных свойств.

Комплексное рассмотрение процесса деформации требует совместного использования различных сведений из геологии и механики сплошной среды. Обзору этих сведений посвящена первая часть монографии.

Во второй части монографии приводятся результаты исследований деформационных свойств горных пород Русской платформы и сопряженных областей альпийской складчатости.

При изучении деформационного поведения всего комплекса горных пород выбранного региона в зависимости от генезиса и вещественного состава пород, а также участия их в геологическом строении этого района возникают различные конкретные задачи исследования пород разных комплексов.

Так, например, при изучении осадочных образований важное значение приобретает знание сравнительной деформируемости слоистой осадочной толщи региона, влияния деформации толщи на структуру пород (на ее пористость, трещиноватость и др.), а также решение вопросов, связанных с возможностью использования микроструктурных особенностей пород для приближенной количественной оценки процессов предшествующей тектонической деформации.

При исследовании метаморфических и магматических образований кристаллического основания Русской платформы наибольший интерес представляют установление связи их деформационных характеристик с вещественным составом, изучение закономерностей изменения деформационных свойств в различных структурно-тектонических областях, в частности в зонах тектонических нарушений, а также анализ сравнительной деформируемости пород этих комплексов и вышележащих образований.

В монографии в связи с различием в постановке задач результаты исследований пород осадочного комплекса и кристаллического фундамента представлены в двух самостоятельных разделах, в которых приведены также подробные описания применяемых методик исследований, разработанной аппаратуры и средств измерения.

В отдельный раздел этой части монографии выделены исследования влияния скорости на пластические и прочностные свойства горных пород.

Третья часть монографии посвящена разработке методов практического использования деформационных свойств горных пород в геологии и глубоком бурении.

В первом разделе третьей части рассматриваются вопросы, связанные с изучением механизма образования геологических структур — оценкой сравнительной деформируемости горных пород в массиве и разработкой методики количественного определения эллипсоида деформаций пород в различных точках геологических структур.

Для прогнозирования коллекторских свойств пористых пород на больших глубинах с учетом действия различных геологических факторов представляют интерес результаты специально поставленных исследований изменения структуры порового пространства при давлениях и температурах, характерных для разных глубин залегания, а также влияние вещественного состава коллекторов и различных геохимических обстановок.

В этой же части монографии дается описание разработанного в лаборатории технологического метода оценки сопротивления горных пород разрушению при бурении, в том числе и на больших глубинах, а также приводятся результаты изучения при помощи его механических свойств основных типов пород, слагающих разрез Кольского полуострова в Печенгском районе, намеченном для заложения первой сверхглубокой скважины в 15 км.

Комплекс данных по деформационным свойствам различных горных пород в условиях, характерных для больших глубин

залегания, использован и при решении ряда технических задач — разработки методов расчета режимов сверхглубокого бурения и оценки устойчивости пород на стенках скважин.

Не вызывает сомнения, что практическое использование результатов исследований деформационных свойств в дальнейшем будет значительно шире и разносторонней, чем это показано в монографии.

Степень участия каждого из авторов монографии отражена в оглавлении.

В заключение авторы считают своим долгом выразить глубокую признательность чл.-корр. АН СССР М. Ф. Мирчинку, чл.-корр. АН СССР К. Р. Чепикову и канд. геол.-минер. наук В. П. Бухарцеву за советы и помощь в постановке и проведении этой работы. Большую благодарность выражают авторы и непосредственным участникам выполнения экспериментальной части этой работы: инж. В. В. Маркачеву, лаборантам Г. П. Маркачевой, В. И. Дорожжину, Е. А. Сидоренко, Г. А. Федоровой, механику В. П. Авдюшкину и другим.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА. ОБЗОР

Глава I

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ ИЗ ГЕОЛОГИИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. Краткие данные о строении и вещественном составе земной коры

Строение земной коры [6, 17]

Земной корой называют поверхностную часть Земли, нижней границей которой считается граница или раздел Мохоровичича, который характеризуется резким изменением скоростей сейсмических волн, используемых для изучения строения Земли. Выше этого раздела скорости продольных и поперечных сейсмических волн равны соответственно 5,5—6,5 и 3,2—3,7, ниже — 8,0 и 4,3 м/сек [6—8].

Две трети поверхности земного шара покрыты океанами, материки занимают только одну треть.

Исторически сложились разные качественные особенности строения земной коры в пределах материков и океанов. Общая мощность земной коры колеблется от единиц километров на дне океанов до 70 км на континентах (средняя мощность на континентах 35—40 км). Состав и структура земной коры неоднородны, как неоднороден и связанный с ними тектонический рельеф Земли.

На континентах по сейсмическим данным выделяют три слоя, условно названные осадочным, гранитным и базальтовым. Для океанов характерно наличие только осадочного и базальтового слоев, причем оба эти слоя, как правило, имеют меньшую мощность, чем на материках.

Непосредственным наблюдениям доступна лишь самая верхняя часть земной коры — до глубин 7—8 км, о строении более глубоких слоев в настоящее время можно судить лишь по данным геофизических исследований.

Как указывалось ранее, в строении земной коры выделяют два типа структур — материковые и океанические. Каждый из этих типов в свою очередь подразделяется на множество элементарных структур, усложненных различными нарушениями и глубинными разломами, расположение которых определяется общепланетарными деформациями Земли.

Двумя основными структурными элементами земной коры являются платформы и геосинклинали.

Платформами называют участки земной коры, которые характеризуются малой интенсивностью тектонических движений главным образом колебательного характера. В пределах платформ обычно отсутствуют вулканическая деятельность и значительные горообразования, а рельеф отличается большим развитием равнин. Для платформ характерно спокойное пологое залегание пород в верхней части земной коры и наличие складчатого основания или фундамента. В ряде районов кристаллические породы фундамента выходят на поверхность земной коры, образуя так называемые щиты или массивы (Балтийский, Украинский щиты).

Геосинклинали или складчатые зоны отличаются от платформенных зон большой подвижностью и дифференцированностью тектонических движений. Здесь наряду с колебательными развиваются интенсивные процессы складкообразования и магматизма, вулканизм.

В геосинклинальных и платформенных областях наблюдаются различия не только в мощности земной коры, но и в рельефе поверхности Мохоровичича. Для первых характерен сильно дифференцированный рельеф поверхности Мохоровичича и местами большие глубины ее погружения (до 70 км), для вторых — спокойный рельеф и меньшие глубины (до 30—40 км) [9].

Складчатые зоны, как и платформы, имеют различный возраст. Для установления возраста в геологии пользуются методами относительной и абсолютной хронологии горных пород и минералов.

Палеонтологический метод относительной геохронологии основан на изучении содержащихся в породах остатков или отпечатков древних организмов, развитие которых характеризует определенную эпоху в истории Земли.

Методы абсолютной геохронологии основаны на естественных превращениях радиоактивных элементов. Время образования того или иного минерала в этом случае определяется по содержанию и скорости распада одного из радиоактивных элементов — урана или тория (свинцовый метод), рубидия (стронциевый), изотопа калия (аргоновый).

В настоящее время разработаны шкалы геологического времени, в которых абсолютный возраст пород сопоставлен с этапами и периодами, выделенными методом относительной геохронологии.

В табл. 1 приведена такая геохронологическая шкала в ее современном виде [6, 8].

Историю земной коры принято также разделять на крупные геотектонические этапы или циклы, для которых характерно интенсивное складкообразование. Несколько таких циклов было в докембрии; кроме них, выделяются каледонский цикл в кембрийском и силурийском периодах нижнего палеозоя, герцинский, охватывающий девонский, каменноугольный и пермский периоды палеозоя, и альпийский цикл, охватывающий мезозойскую и кайнозойскую эру.

Таблица 1

Эра (группа)	Период (система) *	Отдел	Продолжительность, млн. лет
Кайнозойская	Четвертичный (четвертичная)	—	1
	Третичный (третичная)	Плиоцен Миоцен Эоцен Палеоцен	25—35
Мезозойская	Меловой (меловая)	Верхний Нижний	55—60
	Юрский (юрская)	Верхний Средний Нижний	25—35
	Триасовый (триасовая)	Верхний Средний Нижний	30—35
Палеозойская	Пермский (пермская)	Верхний Нижний	25—30
	Каменноугольный (каменноугольная)	Верхний Средний Нижний	50—55
	Девонский (девонская)	Верхний Средний Нижний	45—50
	Силурийский (силурийская)	Верхний Нижний	40—45
	Ордовикский (ордовикская)	Верхний Средний Нижний	70—80
	Кембрийский (кембрийская)	Верхний Средний Нижний	79—80
Протерозойская	Верхний Нижний	—	600—800
Архейская	—	—	Более 1000

* Название системы поставлено в скобки.

Именно изучение регионального размещения структурных форм, характерных для каждого из этих циклов, позволяет разделять земную кору на области складчатых зон (геосинклиналей) и платформ.

Структуры платформ и геосинклиналей резко различны, хотя обычно они связаны между собой некоторой переходной зоной, характеризующейся определенными особенностями строения.

Среди материковых платформ выделяют древние, для которых характерно пологое залегание палеозойских, мезозойских и кайнозойских пород на складчатом докембрийском основании, и молодые, у которых складчатый фундамент сложен не только докембрийским, но и кембрийским, ордовикскими и силурийскими породами, спокойное же залегание пород начинается с девона, а иногда с мезозоя и кайнозоя.

Таким образом, древние платформы являются зонами докембрийской складчатости, а молодые — каледонской или герцинской.

Для платформ и складчатых зон характерны залежи различных полезных ископаемых. Так, например, на платформах в их осадочном чехле распространены главным образом полезные ископаемые осадочного происхождения — уголь, нефть, газ и другие. Металлические руды встречаются как в геосинклинальных областях, так и в складчатом основании (фундаменте) платформ.

Строение земных недр под океанами менее изучено. Считается, что на дне океанов нет щитов, платформ и складчатых зон, хотя в рельефе дна под океанами выделены океанические равнины, хребты и глубоководные рвы.

Мощность рыхлых осадков на дне океанов невелика, они обычно представлены илами, глубоководными глинами и песками.

Таковы основные, самые общие, представления о строении земной коры.

Вещественный состав земной коры [6]

О среднем химическом составе земной коры можно судить по содержанию в ней наиболее распространенных элементов (табл. 2), которых насчитывается всего 12. Остальные известные элементы составляют в сумме десятые доли процента.

Состав земной коры (по А. Е. Ферсману)

Таблица 2

Элемент	Весовой процент	Элемент	Весовой процент	Элемент	Весовой процент
O	49,13	Ca	3,25	H	1,00
Si	26,0	Na	2,4	Ti	0,61
Al	7,45	K	2,35	C	0,35
Fe	4,2	Mg	2,35	Cl	0,20

Из табл. 2 следует, что три элемента — кислород, кремний и алюминий — составляют более 82% общего количества, при этом содержание одного кислорода равно приблизительно половине всего состава земной коры.

В результате геохимических процессов элементы, входящие в состав земной коры, образуют различные соединения — минералы [19, 36, 37]. Известно несколько тысяч минералов, хотя наибольшее распространение получили лишь десятки [20, 21, 59]. Большая часть минералов в земной коре представлена силикатами, а также сульфидами, сульфатами и окислами.

Статически наибольшее распространение среди минералов в земной коре имеют алюмосиликаты (полевые шпаты) — 55%, далее следуют мета- и ортосиликаты — 15%, кварц — 12%, слюды — 3% и др. Минералы в земной коре группируются в естественные ассоциации — горные породы. Породы могут состоять как из одного, так и из нескольких минералов.

В строении земной коры принимают участие горные породы разного происхождения и возраста. Наибольшую часть земной коры занимают магматические горные породы (первая группа), которые образовались из расплавленных масс при внедрении их в земную кору или при излиянии их на поверхность из глубин Земли.

Сравнительно небольшая часть земной коры, главным образом верхняя, сложена осадочными породами (вторая группа), образовавшимися в результате накопления минеральных осадков на дне морей, рек и на поверхности Земли.

Третью группу пород земной коры составляют метаморфические породы, образовавшиеся в результате физико-химического воздействия среды на породы первых двух групп.

Генезис пород налагает определенный отпечаток на их минералогический состав, строение, физические и деформационные свойства. В связи с этим в дальнейшем основные типы горных пород, слагающие земную кору, будем рассматривать по генетическим группам.

§ 2. Краткая характеристика генетических групп горных пород

Магматические породы [23, 28, 36]

Магматические породы образовались в результате затвердения силикатного расплава — магмы; при этом породы, образовавшиеся при застывании магмы в толще земной коры, называются интрузивными (глубинными), а сформировавшиеся при излиянии магмы на поверхность земли — эффузивными (излившимися).

Интрузивные породы, как правило, образуются в среде более древних пород в условиях медленного равномерного остывания магмы и высокого всестороннего сжатия часто при участии газов и паров. В результате такой спокойной кристаллизации обычно образуются полнокристаллические структуры.

Эффузивные породы формируются при низких давлениях и температурах, при этом возникают породы с преобладанием аморфного стекла, сильнопористые.

Залегание интрузивных массивов среди вмещающих их пород может быть как согласным, т. е. параллельным напластованию вмещающих пород, так и несогласным, т. е. не параллельным слоистости окружающей толщи. К формам согласного залегания относятся: (рис. 1, а) *лакколиты* — интрузивные тела караваяобразной формы

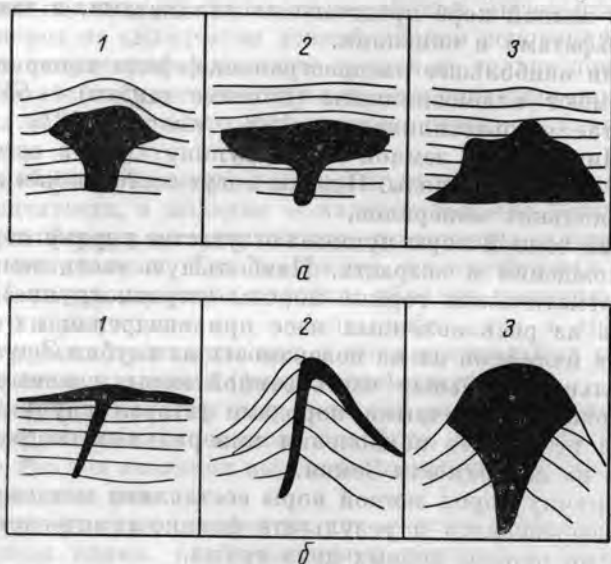


Рис. 1. Формы залегания магматических пород.

а — интрузивные породы: 1 — лакколит, 2 — лополит, 3 — батолит; б — эффузивные породы: 1 — покров, 2 — поток, 3 — купол.

с вышуклой поверхностью размером до 100—200 м в поперечнике; *лополиты* — тела формы плоского блюда или чаши, что связано с опусканием подстилающих и покрывающих интрузию осадочных слоев; *пластовые жилы* — интрузии, залегающие параллельно напластованию осадочных пород.

Из форм несогласного залегания следует отметить: *батолиты* — куполообразные интрузивные тела, иногда площадью более 200 км², с основанием, погруженным в недра Земли; *штоки* — тела, по форме аналогичные батолитам, но меньших размеров; *жилы* — интрузивные тела, получающиеся при заполнении магматической породой трещин (вертикальные жилы называют дайками).

Эффузивные породы залегают менее разнообразно, образуя потоки, покровы и купола (рис. 1, б). Форма лавовых потоков, вытекающих из вулканов, определяется рельефом русла. Покровы образуются при больших излияниях масс лав и занимают иногда огром-

ные площади (в десятки и сотни тысяч квадратных километров). Купола образуются обычно при истечении вязких гранитных магм.

В составе магматических пород преобладает кремнезем. Его содержание в пересчете на окисел SiO₂ колеблется от 25 до 85%. По содержанию SiO₂ магматические породы подразделяются на пять групп: 1) ультракислые > 75% (пегматиты); 2) кислые 65—75% (гранит); 3) средние 52—65% (диорит); 4) основные 40—52% (габбро, базальт); 5) ультраосновные < 40% (перидотит, дунит).

Породы с высоким содержанием окислов щелочей (до 20%) выделяют в самостоятельную группу (сиенит).

От содержания SiO₂ зависят многие свойства магматических пород. Так, с уменьшением содержания SiO₂ окраска интрузивных пород темнеет, удельный вес растет, температура плавления понижается.

В состав магматических пород входит большое количество разнообразных минералов, основные из них полевые шпаты (60%), амфиболы и пироксены (17%), кварц (12%), слюда (4%).

Магматические породы могут быть моно- и полиминеральными. По структуре различают зернистые (полнокристаллические) магматические породы, полукристаллические (с примесью аморфного стекла) и стекловатые, последние типичны для эффузивных пород. По сочетанию кристаллов структуры могут быть равномерно и неравномерно зернистые.

По величине зерна встречаются как крупнозернистые породы, содержащие зерна крупнее 5 мм, так и среднезернистые (2—5 мм) и мелкозернистые (< 2 мм) породы.

Текстура магматических пород определяется особенностями кристаллизации магмы и может быть как однородной, т. е. с однообразным во всех направлениях заполнением породы минеральной массой, так и неоднородной.

Для магматических пород вследствие их неравномерного охлаждения характерно наличие трещин и даже систем трещин. Ниже приводится краткое описание главных типов магматических пород.

Ультракислые породы (SiO₂ > 75%). К этой группе пород относятся пегматиты и редко встречающиеся аляскиты.

Пегматиты состоят из крупнозернистого кварца, полевых шпатов и небольшого количества цветных минералов. Отличительной особенностью пегматитов является их структура, характеризующаяся прорастанием полевого шпата кварцем, обусловленная одновременной их кристаллизацией.

К пегматитам относят крупнозернистые горные породы, имеющие состав различных глубинных изверженных пород и залегающие среди этих пород в виде жил или массивов. Чаще всего в связи с широкой распространенностью гранитов встречаются гранитные пегматиты, которые и называют собственно пегматитами. Пегматиты другого состава называют соответственно сиенит-пегматиты, габбро-пегматиты. Последние в виде жил встречаются на Урале.

Кислые породы (65—75% SiO_2). Эта группа наиболее распространена на поверхности земли среди магматических пород.

Из интрузивных пород представителем этой группы является гранит, из эффузивных — липариты, кварцевые порфиры, встречаются также и стекловатые разновидности.

Граниты имеют окраску от светло-серой до мясо-красной, обусловленную содержанием полевого шпата (от 40 до 60%). Содержание кварца в гранитах от 20 до 40% при некотором количестве цветных минералов — слюд, роговых обманок и авгита. Содержание последних обычно определяет название гранитов: биотитовые, мусковитовые, роговообманковые и т. д. Из второстепенных минералов в гранитах встречаются апатит, пирит, магнетит.

Структура гранитов полнокристаллическая, реже порфировая. По величине зерен структуры подразделяют на мелко- и крупнозернистые с величиной зерна соответственно до 1 мм и более 5 мм. Текстура у гранитов обычно массивная, однородная. Эффективная пористость гранитов, как правило, не превышает 1%, хотя иногда встречаются разновидности с пористостью до нескольких процентов. Объемный вес гранитов колеблется в пределах 2,6—2,7 г/см³.

Во многих случаях граниты являются типично магматическими интрузивными породами, в других — можно предполагать, что они образовались метаморфическим путем. Последнее предположение обычно высказывается в тех случаях, когда граниты залегают среди метаморфических горных пород, например гнейсов, происхождение которых в результате изменения осадочных пород не вызывает сомнения.

Интрузивные граниты залегают в земной коре в виде различных массивов (плутонов) — батолитов, штоков, лакколлитов, даек и т. д. — и имеют разнообразный состав и структуру. По возрасту это обычно палеозойские и более молодые граниты. Граниты древних кристаллических щитов и кристаллического основания платформ часто распространяются на огромные пространства, смешиваясь с вмещающими их метаморфическими породами. Большая часть этих гранитов имеет архейский возраст.

Граниты встречаются и занимают значительные площади на Урале, Кавказе, в Сибири и Средней Азии, в Карелии и на Кольском полуострове. Широко распространена в Карелии и на Украине крупнозернистая разновидность гранита рапакиви.

Липариты и кварцевые порфиры являются эффузивными аналогами гранита по минералогическому составу. Однако структура у этих пород, как правило, порфировая, т. е. с вкраплениями полевого шпата, кварца, биотита в основную стекловатую (реже тонкозернистую) массу.

Липариты бывают пористые, кварцевые порфиры — обычно плотные. Текстура может быть полосчатой. Объемный вес 2,4—2,65 г/см³. Окраска у липаритов светлая — белая, желтоватая, светло-серая, иногда розовая, у кварцевых порфиров более темная — бурая, красная, желтая, зеленоватая.

Липариты и кварцевые порфиры встречаются в виде куполообразных массивов на Урале, Кавказе, в Средней Азии, Сибири, на Дальнем Востоке.

Среди пород этой группы встречаются и стекловатые разновидности. В зависимости от окраски, микроструктуры и характера излома среди кислых вулканических стекол различают: пехштейн, обсидиан, перлит и пемзу. Главная масса, образующая все эти породы, представляет собой стекло. Микропорфировые включения в стекле обычно представлены теми же минералами, как и в соответствующих порфировых породах.

Встречаются эти породы в Закавказье, Крыму, на Кавказе и Камчатке.

Средние породы (62—65% SiO_2). В состав средних пород входят плагиоклазы и роговая обманка. Типичными представителями этой группы являются диориты и их эффузивные аналоги — андезиты и порфириты.

Диориты — интрузивные породы от светло-серого до темно-серого цвета, состоящие из светлых плагиоклазов, роговой обманки, реже авгита и биотита, кварц или отсутствует или встречается в незначительных количествах (кварцевый диорит). Из второстепенных минералов встречаются апатит, пирит, магнетит. Содержание цветных минералов достигает 25—30%.

Структура диоритов полнокристаллическая, зернистая, реже порфировидная, текстура массивная, объемный вес 2,8—3,0 г/см³, эффективная пористость от десятых долей до первых единиц процентов.

Диориты встречаются довольно редко и, как правило, связаны с более кислыми гранитами и гранодиоритами. Так, например, на Урале диориты и граниты образуют интрузивные массивы, там же встречаются жильные разновидности диоритов. Известны диориты в Крыму и на Кавказе.

Андезиты и андезитовые порфириты по химическому и минералогическому составу являются аналогами диоритов. Вместе с базальтами они представляют один из самых распространенных типов пород. Структура у андезитов называется андезитовой и характеризуется системой тонких кристаллов, ячейки между которыми заполнены стеклом. Тонкие зерна и вкрапления представлены плагиоклазами, реже роговой обманкой, авгитом и биотитом.

Порфириты отличаются от андезитов большой выветрелостью и измененностью. Так, часть первичных минералов (плагиоклазы, авгит, роговая обманка) замещена вторичными — хлоритом, серпичитом и др.

Структура порфиритов порфировая, вкрапленники в основном представлены плагиоклазами. Объемный вес андезитов 2,7—3,1 г/см³, объемный вес порфиритов 2,5—3,0 г/см³, эффективная пористость 1—3%.

Назван андезит в честь Анд, вулканы которых входят в современный вулканический пояс Тихого океана и где андезиты преобла-

дают среди лав вулканов. Андезиты встречаются в Средиземноморской области молодого вулканизма, а на территории Советского Союза в Закарпатье и Карпатах, на Кавказе и Камчатке, на Курильских островах и в Крыму. Во всех случаях андезиты встречены среди современных лав, что показывает их связь с зонами происхождения горообразования и складчатости.

Андезитовые порфириды, напротив, распространены в древних горных сооружениях, форма их залегания — покровы и потоки. Распространены порфириды на Урале, Алтае, в Средней Азии, на Дальнем Востоке и Кавказе.

Щелочные магматические породы. К этой группе из интрузивных пород относятся сиениты и нефелиновые сиениты. Эффузивными аналогами их являются трахиты, ортофиры и фонолиты.

Сиениты представляют собой равномерно зернистые, иногда порфиридовидные, с массивной однородной текстурой, бескварцевые или бедные кварцем горные породы, в составе которых основное место занимают ортоклаз, роговая обманка, реже авгит и биотит, а из второстепенных минералов апатит, магнетит, оливин. Окраска сиенитов розовая, красная, светло-серая. В отличие от гранитов в сиенитах более высокое содержание цветных минералов, в среднем около 15%. Объемный вес сиенитов 2,6—2,8 г/см³.

Сиениты в большинстве случаев представляют собой местные, особенно краевые, фации соответствующих гранитов. Так, слюдяные сиениты встречаются как фация биотитовых гранитов. В виде самостоятельных тел (лакколитов, штоков, даек) сиениты встречаются реже (на Урале, Кавказе, Украине, Кольском полуострове).

Нефелиновые сиениты также являются интрузивными породами, но с более высоким содержанием щелочей, чем сиениты.

Нефелиновые сиениты кристаллически-зернистые породы, состоящие преимущественно из щелочного полевого шпата и нефелина. Они имеют светлую (белую, серую) окраску, залегают в виде массивов и лакколитов. Встречаются нефелиновые сиениты на Южном Урале, Кольском полуострове, в Минусинской котловине и на Кавказе.

Трахиты — эффузивные аналоги сиенитов. Структура трахитов порфиридная, вкрапленники представлены полевым шпатом, как и основная тонкозернистая масса, присутствуют роговая обманка, биотит и стекло. Окраска трахитов белая, серая, желтоватая. Объемный вес 2,2—2,6 г/см³. Формой залегания трахитов являются потоки, покровы, купола, встречаются они на Кавказе, Украине, Урале, Алтае, в Казахстане.

К числу эффузивных аналогов сиенитов относятся также бескварцевые порфиры, нефелиновых сиенитов — фонолиты.

Основные породы (40—52% SiO₂). Представители этой группы — габбро, диабазы и базальты.

На земной поверхности распространены главным образом эффузивные породы этой группы, при этом по объему они в 5 раз превышают все остальные излившиеся породы вместе взятые.

Рассмотрим сначала интрузивные разности этой группы.

Габбро — равномерно зернистая, полнокристаллическая горная порода от темно-серой до черной, часто зеленой окраски. В состав габбро входят в основном полевой шпат (чаще типа лабрадор) и авгит с роговой обманкой, иногда с оливином и биотитом. К второстепенным минералам относятся ортоклаз, корунд, магнетит.

Габбро, состоящее из одного плагиоклаза — лабрадора, называют лабрадоритом.

Главные компоненты в типичном габбро обычно одинаково идиоморфны и представляются изометричными, а не вытянутыми. Текстура габбро обычно массивная, реже полосчатая, объемный вес 2,9—3,1 г/см³, эффективная пористость в большинстве случаев менее 0,5%.

Формы и условия залегания габбро — лакколиты, лополиты, интрузивные залежи, дайки, штоки, находящиеся в породах различного возраста от архейского до третичного. Размеры интрузивных залежей могут достигать больших величин порядка тысяч километров по площади.

Габбро широко распространены на Урале, на Украине, на Кольском полуострове, в Закавказье и в ряде районов Средней Азии.

Диабазы по составу являются аналогами габбро, но обычно сильно изменены выветриванием, вследствие чего в них развиты вторичные образования (хлорит, серпентин и др.), окраска от темно-зеленой до черной. Для этих пород характерна диабазовая или офитовая структура, которая может быть крупно-, средне- и мелкозернистой, реже плотной. Офитовая структура характеризуется четким идиоморфизмом одного из минералов и ксеноморфизмом других составляющих минералов.

Глубинные диабазы залегают главным образом в виде малых интрузий, а также в виде жил.

Эффузивные диабазы обычно образуют покровы и потоки. Структура плотных эффузивных диабазов обычно микроофитовая или микродиабазовая. Объемный вес диабазов 2,7—2,9 г/см³, пористость менее 1%. Диабазы широко распространены на территории СССР в Карелии, на Урале и на Кавказе.

Базальты представляют эффузивные разности в рассматриваемой группе, в их составе приблизительно поровну содержатся плагиоклаз (лабрадор) и железисто-магнезиальные минералы, главным образом авгит, значительна и примесь рудных минералов, часто встречается оливин. Базальты обычно представляют собой плотные, тяжелые породы. В структуре базальтов иногда заметно порфиридовое строение, тогда вкрапленниками являются оливин, авгит, реже полевой шпат, а основная полнокристаллическая и частично стекловатая масса представлена плагиоклазами, авгитом, оливином и др.

Текстура базальтов плотная, иногда пористая, окраска темная, почти черная, объемный вес 3,0—3,3 г/см³.

Форма залегания базальтов — покровы и потоки большой мощности, жилы. Интересна особенность залегания базальтов в виде столбчатых шестигранных отдельностей. Базальты распространены в Забайкалье, Армении, на Алтае, Украине и Дальнем Востоке.

Ультрасосновные породы ($\text{SiO}_2 < 40\%$). Ультрасосновные породы обычно не содержат полевых шпатов и кварца и в неизменном виде встречаются главным образом на больших глубинах. Эффузивных представителей эта группа не имеет.

Эти породы мало распространены и составляют всего 0,4% всех изверженных горных пород, из них наиболее часто встречаются перидотиты, состоящие в основном из оливина, и реже пироксениты.

Ультрасосновные породы отмечены на Урале, Кольском полуострове, Дальнем Востоке и в Сибири.

Пироксениты — породы от темно-зеленой до черной окраски, полнокристаллические, чаще всего среднезернистые, массивные, сложены авгитом, иногда с примесью оливина. Форма залегания — жилы, реже штоки, объемный вес 3—3,4 г/см³, пористость < 0,5%.

Перидотиты — зеленые и темно-зеленые породы, состоящие в основном из оливина и авгита с примесью роговой обманки, магнетита и других минералов. Структура идиоморфная, средне- и крупнозернистая, залегание — в виде штоков и даек, объемный вес 3—3,4 г/см³, пористость < 0,5%.

Дуниты — породы от светло-зеленой до темно-зеленой окраски, состоящие преимущественно из оливина с примесью магнитного железняка и хромита. В неизменном виде дуниты встречаются редко, как правило, на больших глубинах, обычно они более или менее серпентинизированы. Форма залегания — небольшие жилы, дайки, лакколлиты.

Осадочные породы [36, 45, 48]

В результате воздействия воды, ветра, колебания температур магматические породы разрушаются, образуя обломки разных размеров, или частично переходят в состав растворов. Обломочный материал переносится ветром и водой и, отлагаясь, образует рыхлые скопления, из которых под действием различных факторов с течением времени формируются осадочные породы. Если в земной коре осадочные породы составляют небольшую долю, то на земной поверхности они распространены больше, чем магматические и метаморфические, и занимают до 75% ее площади.

Основным морфологическим элементом залегания осадочных горных пород является слой (или пласт), сложенный сравнительно однородной породой. Под влиянием тектонических причин первоначальное залегание осадочных слоев нарушается в результате возникновения различных структурных форм.

Для платформ характерны пологие и обширные, неправильно округлые или неправильно овальные выпуклости (антеклизы) либо вогнутости (синеклизы) слоев, достигающие в поперечнике сотен и тысяч километров.

Для складчатых зон эти формы значительно более контрастны и вытянуты в одном направлении. Их длина (десятки и сотни километров) значительно превышает ширину (от километров до десятков километров). Они часто нарушаются так называемыми дизъюнктивными (разрывы с потерей сплошности) либо пликативными (плоскостные сдвиги без потери сплошности пластов) дислокациями.

Все осадочные породы можно разделить на две большие группы: 1) обломочные и глинистые; 2) химические и биохимические.

Минералогический состав осадочных пород очень разнообразен. В их состав входят следующие виды минерального материала: обломки различных пород (осадочных, метаморфических и магматических); первичные минералы, сохранившиеся после выветривания исходных пород; минералы вторичного происхождения, возникшие в результате химического разложения первичных минералов; минералы, образовавшиеся при формировании осадочной породы, а также в процессе диагенеза и эпигенеза.

Осадочные горные породы, сложенные минеральными частицами одного вида, называются мономинеральными, полиминеральные породы состоят из нескольких видов минералов.

Обломочные и глинистые породы. Классификация этой группы пород основана главным образом на размере частиц, а также на их форме и делении на рыхлые и цементированные. В настоящее время выделяют пять групп:

1) грубозернистые, или псефитовые, с диаметром обломочных частиц более 1—2 мм (щебень, гравий, галечник и цементированные их разности — брекчии, гравелиты, конгломераты);

2) песчаные, или псаммитовые, с диаметром обломочных частиц от 0,1 до 1—2 мм (пески и цементированные разности — песчаники);

3) алевролитовые породы с диаметром обломочных частиц от 0,01 до 0,1 мм (алевролиты и цементированные разности — алевролиты);

4) пелитовые породы с диаметром частиц менее 0,01 мм (глины как обломочного, так и химического происхождения);

5) разнородные породы смешанного или неотсортированного характера (супеси, суглинки и т. п.).

Грубозернистые породы. Грубозернистые или грубообломочные породы характеризуются петрографическим составом составляющих их обломков пород и часто встречаются в районах, прилежащих к горным сооружениям в эпохи их интенсивного поднятия. Так, например, конгломераты широко распространены в докембрийских, силурийских, отчасти в девонских и особенно в верхнепалеозойских отложениях Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области, в юрских отложениях Прибайкалья, а также в верхнетретичных отложениях Альпийской складчатой области.

Песчаные породы. Песчаные, или псаммитовые, породы по своему минералогическому составу могут быть моно- и полиминеральными. Наиболее распространенной мономинеральной породой являются

кварцевый песок и песчаник. К числу полиминеральных относятся аркозовые и граувакковые породы. Первые состоят из зерен кислых полевых шпатов, кварца и слюды, вторые — из полевых шпатов с примесью других минералов и обломков пород.

Важное значение имеют минералогический состав и структура цементов, связывающих обломки в одно целое, поскольку эти факторы в наибольшей степени определяют поведение пород в процессе деформирования.

Минералогический состав цементирующего материала может быть самым различным, но наиболее часто встречаются цементы: кремнеземистый (кварцевый, опаловый, халцедоновый), карбонатный (кальцитовый, доломитовый), сульфатный (ангидрит, гипс), глинистый (гидрослюдистый, монтмориллонитовый и др.).

Из приведенного ряда самым прочным является кремнеземистый цемент. Породы, цементированные глинистым цементом, обладают наименьшей прочностью. Встречаются также цементы и смешанного минералогического состава.

Различают много структурных типов цементов. Наиболее важные из них поровый (цемент занимает менее половины площади шлифа) и базальный (цемент занимает более половины этой площади).

Песчаные отложения широко распространены среди древних осадочных пород и составляют около 15—20% их объема. Разности песчаников с примесью полевых шпатов образуются в эпохи энергичных поднятий и опусканий земной коры, кварцевые — в эпохи движений малой амплитуды.

В алевролитах также встречаются почти все виды цементов, характерные для песчаников. Однако из-за сравнительно небольших размеров обломочные зерна имеют обычно полуокатанную и угловатую форму. По своим физико-механическим свойствам они часто приближаются к песчаникам. Алевролитовые породы очень широко распространены. Почти во всех песчано-глинистых толщах присутствуют прослойки алевролитов.

Глинистые породы. К этой группе относятся пелитовые или глинистые породы, состоящие из обломков $< 0,02$ мм, представленные в основном глинистыми минералами и кварцем. Наиболее широко в глинах распространены глинистые минералы типа каолинита, гидрослюды, монтмориллонита, бейделлита, монотермита. В большинстве случаев глины полиминеральны, однако встречаются и мономинеральные разности, как, например, каолинитовые и бентонитовые. В результате дегидратации, перекристаллизации и цементации глинистых частиц в условиях повышенных давлений глины превращаются в аргиллиты или глинистые сланцы, последние легко раскалываются вдоль плоскости сланцеватости. Типичные аргиллиты свойственны тектоническим областям, где повышенные давления и температуры способствуют их образованию. Однако образование аргиллитов может быть вызвано кристаллизацией коллоидов, присутствующих в глинах. Аргиллиты этого типа характерны для

платформенных областей. Аргиллиты, цементированные кремнеземом, приобретают высокую прочность.

В последнее время установлено, что многие глины имеют также и химическое происхождение.

Гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины известны в отложениях различного возраста, причем последние более часто встречаются в меловых и третичных отложениях геосинклинальных областей. Каолинизированные породы встречаются еще с докембрия, но значительные скопления известны лишь со среднего палеозоя.

Химические и биохимические породы. В эту группу пород входят карбонатные, сульфатные, галоидные и кремнистые породы.

Карбонатные породы. Из карбонатных пород наиболее распространенными являются известняки, доломиты и мергели. Чистые известняки и доломиты содержат не менее 90% соответствующих порообразующих минералов: кальцита CaCO_3 или доломита $\text{MgCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$.

Разности, имеющие другое процентное содержание кальцита и доломита, составляют породы промежуточных типов. Карбонатные породы, содержащие примесь глинистых частиц, называются мергелями.

Общепризнанной классификации карбонатных пород пока еще нет. Существует большое количество классификаций карбонатных пород как по генетическим признакам, так и по структурным. Для известняков в наиболее общем виде можно выделить следующие типы структур.

Кристаллическая зернистая структура, среди которой различают несколько разновидностей в зависимости от размеров зерен: крупнозернистая (размер зерен $> 0,5$ мм), среднезернистая (0,5—0,1 мм), мелкозернистая (0,1—0,05 мм), тонкозернистая (0,05—0,01 мм) и микрозернистая или пелитоморфная ($< 0,01$ мм) структуры.

Органогенная структура, в которой выделяются разновидности: собственно органогенная, когда порода состоит из известковых органических остатков, цементированных тонкозернистым карбонатным материалом; органогенно-обломочная, когда порода состоит из раздробленных и частично окатанных органических остатков, цементированных тонкозернистым карбонатным материалом; детритусовая, когда порода сложена только раздробленными органическими остатками без заметного количества тонкозернистых карбонатных частиц.

Типичными представителями известняков первой группы пород являются известняки химического происхождения, а также перекристаллизованные разности известняков органического происхождения.

Известковые породы с органогенной структурой наиболее широко распространены. Они сложены раковинами различных типов

моллюсков, брахиопод, остатками криноидей, известковых водорослей, кораллов и т. п.

Обломочная структура характерна для известняков, образованных путем скопления обломков, возникших за счет разрушения более древних карбонатных пород и сцементированных известковой массой. Эти известняки часто содержат значительную примесь кварцевых зерен и иногда ассоциируются с песчаными породами.

Оолитовая структура характеризуется наличием концентрически сложенных оолитов обычно менее 1 мм в диаметре. В центре оолитов часто присутствуют обломочные зерна.

Известняки наиболее распространены в верхнемеловых, каменноугольных и силурийских отложениях.

Доломиты представляют собой карбонатные породы, состоящие в основном из минерала доломита. Для них характерны кристаллическая зернистая (мозаичная) структура, такая же, как и для известняков, и присутствие минералов, выпавших чисто химическим путем: кальцит, гипс, кремнезем и др. В доломитах в отличие от известняков обычно содержится меньшее количество примесей обломочных частиц. Встречаются доломиты в тех же отложениях, что и известняки, но в более древних отложениях чаще.

Мергели являются переходными породами между карбонатными и глинистыми и содержат 20—70% глинистых частиц. Типичные мергели представляют собой однородную по структуре, очень мелкозернистую породу, состоящую из смеси глинистых и карбонатных частиц. В виде примесей в мергелях присутствуют органические остатки, обломочные зерна кварца и других минералов. Встречаются в тех же отложениях, что и другие карбонатные породы.

Соляные или сульфатно-галогенные породы. К соляным породам относятся химические осадочные породы, состоящие из легко растворимых в воде галоидных и сульфатных соединений натрия, калия, магния и кальция. Наиболее широко распространенными породами этого типа являются каменная соль, гипсы, ангидриты.

Чистый гипс представляет собой двухводный сульфат кальция $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; ангидрит в отличие от гипса представляет безводный сульфат кальция. В связи с частой перекристаллизацией для гипса и ангидрита типичны структуры с зубчатым сочленением зерен; часто встречаются беспорядочно чешуйчатая и волокнистая структуры.

Ангидрит в поверхностных участках земной коры (до 150—300 м) переходит обычно в гипс, испытывая при этом значительное увеличение объема, а в более глубоких зонах гипс становится неустойчивым и переходит в ангидрит. Поэтому гипс и ангидрит часто встречаются совместно.

Каменная соль сложена в основном галитом NaCl с некоторой примесью различных хлористых и сернокислых соединений, глинистых частиц. Пласты каменной соли обычно ассоциируются со слоями гипса и ангидрита.

Соленосные толщи особенно интенсивно образовывались в кембрийскую, силурийскую, девонскую, пермскую, триасовую и третичную эпохи.

Кремнистые породы. Кремнистые породы, или силициты, сложены главным образом кремнекислотой, представленной аморфным опалом, скрытокристаллическим халцедоном и кварцем. Опал с течением времени постепенно переходит в волокнистые кристаллические разновидности кремнезема и затем в кварц, на что указывает преимущественно опаловый состав молодых кремнистых пород третичного возраста и кварцевый состав — в палеозойских отложениях.

Главные разновидности кремнистых пород — диатомиты, трепелы, спонголиты, радиоляриты, опоки и кремни. Первые четыре породы сложены остатками диатомовых водорослей, губок, радиолярий и являются большей частью рыхлыми образованиями.

Опоки представляют собой породы, сложенные опаловым кремнеземом тонкозернистого строения. При метаморфизме эти породы переходят в яшмы и кремнистые сланцы.

Кремни — это плотные однородные конкреционные образования, состоящие преимущественно из очень мелких кристалликов кварца и опала, залегающие в виде желваков или линзовидных слоев обычно среди карбонатных пород.

Кремнистые породы после глинистых, обломочных и карбонатных являются одним из наиболее распространенных типов осадочных отложений и встречаются в толщах самого разнообразного возраста, начиная с палеозоя и кончая четвертичными отложениями.

Метаморфические породы [28, 36]

Метаморфические породы образуются в результате изменения осадочных и магматических горных пород под действием высоких давлений и температур, а также физико-химического воздействия сред, в первую очередь так называемых летучих компонентов (вода, углекислота и др.). Процессы метаморфизма коренным образом изменяют состав и структуру пород. Различные виды метаморфизма характеризуются преобладанием одного из перечисленных выше факторов (температуры, давления, влияния сред).

1. Метаморфизм, вызываемый действием температуры, называют термальным.

Одной из наиболее важных разновидностей этого метаморфизма является контактовый метаморфизм, происходящий на контакте интрузивных тел с вмещающими породами. При этом могут быть изменения как в породах интрузии (эндоконтактовые эффекты), так и во вмещающих породах (экзоконтактовые изменения).

При контактовом метаморфизме изменяется химический и минералогический состав пород под действием высокой температуры газобразных компонентов и горячих растворов. Так, при контактовом метаморфизме из известняков образуются скарны, из глинистых — роговики,

а также возникают породы зернистого типа — мраморы и кварциты.

2. Метаморфизм, вызванный главным образом односторонним давлением, приводящим к необратимым деформациям в породах, дроблению зерен, рассланцеванию минералов, называется катакластическим. Типичным продуктом этого процесса являются милониты, имеющие гранитный состав.

3. Метаморфизм, происходящий под действием односторонней нагрузки и повышенной температуры, называется динамотермальным метаморфизмом.

4. Метаморфизм, вызванный совместным действием гидростатического (всестороннего) давления и повышенной температуры, называют метаморфизмом нагрузки или статическим метаморфизмом.

5. Метаморфизм, причиной которого являются как одностороннее и всестороннее давление, так и повышенная температура, обычно проявляющийся на больших пространствах, называется региональным.

При региональном метаморфизме образуются метаморфические и кристаллические сланцы и гнейсы.

6. Выделяют также автometаморфизм, вызванный реакциями между жидкой магмой и выкристаллизовавшимися минералами.

Когда горные породы претерпевают ряд стадий метаморфизма, говорят о полиметаморфизме.

Интенсивность метаморфических процессов возрастает с глубиной, поскольку увеличиваются температура и гидростатическое давление. В связи с этим принято разделять все метаморфические породы на три зоны: эпизону, мезозону и катазону.

Для пород эпизоны (верхней зоны метаморфизма) типичны гидрокислосодержащие низкотемпературные минералы: тальк, хлориты, серицит, серпентины, кварц. Основные типы пород этой зоны — филлиты, сланцы, эпидотовые породы, кварциты, катакластические массивные породы, порфириды.

В средней зоне метаморфизма — мезозоне — встречаются также слюдяные сланцы, нефриты, амфиболиты, слюдяные гнейсы, мраморы, кварциты, эпидотовые и роговообманковые скарны.

Для нижней зоны метаморфизма — катазоны — типичны безводные высокотемпературные минералы: пироксены, кордиерит, гранаты, силлиманит. К породам этой зоны относятся гнейсы и сланцы различного состава, гранатовые породы, роговики, скарны, эклогиты, авгитовые породы, мраморы и кварциты.

Форма залегания метаморфических пород связана с формой залегания первичных (исходных) пород. Если первичными были осадочные породы, то метаморфические породы образуют слои, если магматические, то сохраняются их формы залегания — жилы, лакколиты и др.

Характерной чертой некоторых метаморфических пород, например сланцев, является вторичная сланцеватость — кливаж. Породы контактового метаморфизма обычно залегают вокруг магматических и интрузивных тел.

В большинстве случаев метаморфические породы имеют характер бластовых пород, т. е. пород с ясно выраженной кристаллической структурой, в которых кристаллизация происходила не в жидком, а в твердом состоянии.

В зависимости от степени метаморфизма метаморфическая порода сохраняет в какой-то степени структуру исходной породы, что отмечается и в новом названии структуры.

Так, например, если структура исходного габбро носила название офитовой, то у метаморфической разновидности — амфиболита — она называется бластоофитовой.

Текстуры метаморфических пород различны. Это могут быть как зернистые массивные текстуры гнейсов, так и сланцеватые — у сланцев.

Существуют различные классификации метаморфических горных пород — по химическому и минералогическому составу, по структурно-текстурным особенностям и др. Ниже приводится краткое описание наиболее распространенных типов метаморфических пород, входящих в большие группы массивных и сланцеватых пород.

Массивные (зернистые) метаморфические породы. К этой группе относятся мраморы, являющиеся продуктом метаморфизма известняков, а иногда и доломитов. В зависимости от примесей окраска мраморов может быть белой, розовой, серой, голубой. В состав мраморов входят кальцит, магнезит и доломит и примеси в виде кварца, полевых шпатов, оливина и других минералов.

Структура мраморов зернистая, объемный вес 2,6—2,8 г/см³, эффективная пористость до 1%. Месторождения мрамора известны на Украине, Урале, Кавказе, в Карелии, Сибири.

В эту же группу входят кварциты, образующиеся в процессе динамотермального метаморфизма из кварцевых песчаников. Кварциты состоят из кварца с примесью слюды, хлорита и некоторых других минералов. Окраска кварцитов различна — розовая, серая, желтая. Кварцит бывает мелко- и среднезернистым. Сланцеватые разновидности кварцитов называют кварцитовыми сланцами. Объемный вес кварцитов 2,8—3,0 г/см³, эффективная пористость до 1%. Известны месторождения кварцитов в Карелии, на Урале и на Алтае.

Разновидность кварцита — железистый кварцит, состоящий из магнетита, гематита и кварца, распространен на Украине, в Курской и Белгородской областях. Объемный вес железистых кварцитов 3,5 г/см³, эффективная пористость 0,25—0,5%.

Сланцеватые породы. Среди метаморфических пород этой группы наиболее широко распространены гнейсы, являющиеся продуктами метаморфизма как осадочных, так и магматических пород.

Состав гнейсов сходен с составом гранитов — кварц, полевые шпаты, слюды, роговая обманка, авгит. Окраска, как правило, серая, зеленоватая.

Структура гнейсов сланцевато-кристаллическая, текстура полосчатая из-за линейного расположения слюд и роговой обманки. Широкие светлые полосы сложены кварцем и полевыми шпатами. Объемный вес гнейсов 2,4—2,8 г/см³, эффективная пористость обычно 1—1,5%.

Типично сланцевой породой является филлит, содержащий тонкозернистый кварц и слюды с примесью хлорита, талька и глинистых минералов. Текстура филлита тонкосланцеватая, окраска темно-серая или черная.

В эту же группу метаморфических пород входят слюдяные сланцы, состоящие из кварца, слюд и хлорита. В отличие от филлита зерна минералов у сланцев крупные. Называют слюдяные сланцы по типу входящих в их состав слюд или вторичных минералов: биотитовые, мусковитовые, гранатовые и т. д.

Сланцы встречаются в районах Урала, Кавказа, Сибири и ряде других.

Глава II

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. Деформационные процессы и их оценка при помощи деформационных характеристик горных пород

Процессы деформаций и разрушения горных пород в земной коре различаются большим многообразием по характеру деформирующих сил (силы геологического, технологического и другого характера), величине и форме напряженных зон (земная кора как единое целое, отдельная структурная единица земной коры, участок, относимый к окрестности горной выработки, часть горной выработки и др.), комплексу параметров деформационного процесса (температура, равномерное всестороннее сжатие, скорость процесса, физико-химическая обстановка и др.), вещественному составу масс, участвующих в деформации, и др.

Указанное многообразие обуславливает относительно низкую степень изученности процессов, что затрудняет составление их функциональной модели. Отсутствие типичных моделей затрудняет возможность правильной постановки задач механики горных пород для условий земной коры.

Механика горных пород базируется в основном на методах и решениях механики сплошной среды. В основе аналитического аппарата механики сплошной среды лежат вытекающие из общих уравнений ньютоновской механики основные уравнения сплошной среды. Сюда относятся [44] уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\rho v_i) = 0, \quad (1)$$

вытекающее из закона сохранения массы, и уравнение движения

$$\rho \left(\frac{\partial v_k}{\partial t} + v_i \frac{\partial v_k}{\partial x_i} \right) = \rho F_k + \frac{\partial T_{ik}}{\partial x_{ik}}, \quad (2)$$

$$i = 1, 2, 3$$

$$k = 1, 2, 3.$$

вытекающее из закона сохранения импульсов в деформируемой системе. Если силами инерции в системе можно пренебречь (при

медленных процессах), то левая часть уравнения (2) становится равной нулю и уравнения движения автоматически превращаются в уравнения равновесия

$$\frac{\partial T_{ik}}{\partial x_{ik}} + \rho F_k = 0. \quad (3)$$

В этих уравнениях F_k — удельные массовые силы.

В самом общем случае основные уравнения механики сплошной среды, представленные здесь скалярным уравнением (1) и тремя составляющими векторного уравнения (2), образуют систему четырех уравнений для десяти неизвестных функций координат и времени, а именно: плотности ρ , трех компонент скорости смещений v и шести компонент тензора напряжений T_{ik} . Для определения этих десяти функций нужно иметь недостающие шесть соотношений между неизвестными ρ , v_i и T_{ik} .

В относительно простых механических системах из нескольких абсолютно твердых тел, составляющих предмет теоретической механики, в качестве недостающих уравнений используют различные законы трения [26], устанавливающие соотношения между силами связи и смещениями тел относительно друг друга. Законы трения получаются эмпирическим путем.

Несравненно более сложная задача установления «законов трения» для случая, когда механической системой является твердое или жидкое тело. По аналогии со сказанным выше такую механическую систему необходимо было бы считать состоящей из бесконечного числа микротел, «законы трения» между которыми известны.

Поскольку движения при деформации твердого или жидкого тела носят молекулярный и атомарный характер, необходимые уравнения могли бы быть выведены, исходя из решений квантовой механики.

Большинство минералов горных пород является кристаллическими телами, причем составными элементами кристаллов могут быть атомы, ионы и другие частицы. Действующие в кристаллах силы притяжения и отталкивания имеют в основном электростатическую природу, так как при квантовомеханическом описании кристалла, кроме кинетической энергии, учитывается только энергия кулоновского взаимодействия ядер и электронов в атомах [24, 27, 40].

Важнейшая механическая характеристика кристаллической решетки — это потенциальная энергия, являющаяся функцией только координат ядер. Потенциальная энергия складывается из энергии кулоновского взаимодействия ядер и электронов и из кинетической энергии электронов. Зная потенциальную энергию как функцию координат ядер, можно создать классическую механику кристаллических решеток [38].

Структура кристаллических решеток в состоянии равновесия определяется минимумом потенциальной энергии в данных условиях.

При равновесии кристалла ядра расположены точно в узлах решетки. Деформация кристалла состоит в относительном смещении их на какую-то долю расстояний между ними.

Исходя из опыта, накопленного при изучении микродеформации твердых тел, можно считать, что в интервале смещений от нуля до некоторой небольшой доли расстояний между частицами в решетке зависимость между тензором деформации ϵ_{ij} ячейки и тензором напряжений T_{ij} должна быть линейной, т. е.

$$T_{ij} = C_{ijkl} \epsilon_{kl}, \quad (4)$$

где

$$C_{ijkl} = \begin{matrix} C_{1111} & C_{1112} & C_{1113} & C_{1211} & C_{1212} & C_{1213} & C_{1311} & C_{1312} & C_{1313} \\ C_{1121} & C_{1122} & C_{1123} & C_{1221} & C_{1222} & C_{1223} & C_{1321} & C_{1322} & C_{1323} \\ C_{1131} & C_{1132} & C_{1133} & C_{1231} & C_{1232} & C_{1233} & C_{1331} & C_{1332} & C_{1333} \\ C_{2111} & C_{2112} & C_{2113} & C_{2211} & C_{2212} & C_{2213} & C_{2311} & C_{2312} & C_{2313} \\ C_{2121} & C_{2122} & C_{2123} & C_{2221} & C_{2222} & C_{2223} & C_{2321} & C_{2322} & C_{2323} \\ C_{2131} & C_{2132} & C_{2133} & C_{2231} & C_{2232} & C_{2233} & C_{2331} & C_{2332} & C_{2333} \\ C_{3111} & C_{3112} & C_{3113} & C_{3211} & C_{3212} & C_{3213} & C_{3311} & C_{3312} & C_{3313} \\ C_{3121} & C_{3122} & C_{3123} & C_{3221} & C_{3222} & C_{3223} & C_{3321} & C_{3322} & C_{3323} \\ C_{3131} & C_{3132} & C_{3133} & C_{3231} & C_{3232} & C_{3233} & C_{3331} & C_{3332} & C_{3333} \end{matrix} \quad (5)$$

и

$$\epsilon_{kl} = \begin{vmatrix} \epsilon_{11} & \epsilon_{12} & \epsilon_{13} \\ \epsilon_{21} & \epsilon_{22} & \epsilon_{23} \\ \epsilon_{31} & \epsilon_{32} & \epsilon_{33} \end{vmatrix} \quad (6)$$

или, наоборот,

$$\epsilon_{ij} = S_{ijkl} T_{kl}, \quad (7)$$

где

$$T_{kl} = \begin{vmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{vmatrix}, \quad (8)$$

а таблица для коэффициентов S_{ijkl} аналогична по форме табличной записи (5).

В таблице упругих постоянных C_{ijkl} первые два индекса характеризуют напряжение, а последующие два — деформацию, вызванную этим напряжением. Так, например, C_{2311} характеризует модуль при деформации вдоль оси x (ось 1) от сдвигающего напряжения, действующего в плоскости yz (оси 2 и 3).

Константы пропорциональности C_{ijkl} называются упругими постоянными и имеют размерность силы на единицу площади или энергии на единицу объема. Константы S_{ijkl} имеют обратную размерность и могут быть названы постоянными податливости. Матрицы упругих постоянных (тензоры четвертого ранга) состоят из 81

независимых параметров каждая, однако число последних меньше вследствие того, что матрицы должны быть симметричными относительно перестановок i и j , k и l , а также ij и kl , т. е.

$$\begin{array}{cccccccc}
 C_{11 11} & C_{11 12} & C_{11 13} \leftarrow 0 & C_{12 12} & 0 \leftarrow 0 & C_{13 12} & C_{13 13} \\
 0 & C_{11 22} & C_{11 23} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\
 0 & 0 & C_{11 33} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & \swarrow 0 & C_{22 12} & C_{22 13} & 0 & \uparrow C_{23 12} & C_{23 13} \\
 C_{ijkl} = 0 & 0 & 0 & 0 & C_{22 22} & C_{22 23} & 0 & 0 & C_{23 23} \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{22 33} & 0 & 0 & 0 \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \swarrow 0 & C_{33 12} & C_{33 13} \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{33 23} \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{33 33}
 \end{array} \quad (9)$$

На практике для удобства записи принято сокращать количество индексов в обозначениях по следующей условной схеме $11 \rightarrow 1$; $22 \rightarrow 2$; $33 \rightarrow 3$; $23 \rightarrow 4$; $13 \rightarrow 5$ и $12 \rightarrow 6$. Например, $C_{23 12} \rightarrow C_{46}$. При этом таблицы упругих постоянных записывают в виде условной матрицы таким образом, что строки ее составляются при следовании вдоль стрелки по таблице упругих постоянных (сравним выражения (9) и (10)):

$$\begin{array}{cccccccc}
 C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\
 0 & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\
 0 & 0 & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\
 C_{mn} = & 0 & 0 & 0 & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\
 0 & 0 & 0 & 0 & C_{55} & C_{56} \\
 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{66}
 \end{array} \quad (10)$$

При использовании уравнений (4) для конкретных классов кристаллических решеток число независимых упругих постоянных еще более сокращается с учетом симметрии решетки. Так, в моноклиальной системе остаются лишь C_{11} , C_{22} , C_{33} , C_{44} , C_{55} , C_{66} , C_{12} , C_{13} , C_{23} , C_{15} , C_{25} , C_{35} и C_{46} , в орторомбической системе C_{22} , C_{33} , C_{44} , C_{55} , C_{66} , C_{12} , C_{13} и C_{23} , в тригональной C_{11} , C_{33} , C_{44} , C_{12} , C_{13} и C_{14} , в тетрагональной C_{11} , C_{33} , C_{44} , C_{66} , C_{12} и C_{13} , в гексагональной

C_{11} , C_{33} , C_{44} , C_{12} и C_{13} , в кубической C_{11} , C_{44} и C_{12} . В триклинной системе остаются все 21 постоянные.

Конкретный вид общей зависимости (4) для малых атомарных смещений данного кристалла устанавливается следующим образом. В полуэмпирической теории, развитой М. Борном и его учениками [11], применяется обобщенное понятие плотности энергии взаимодействия при деформации решетки. Так, например, при упрощенном рассмотрении взаимодействия частиц только центральными силами указанная обобщенная величина равна изменению потенциальной энергии как функции квадрата расстояния между частицами, деленному на объем кристаллической ячейки. При этом не конкретизируется природа сил связи между частицами. Упругие постоянные определяются как производные от плотности энергии по соответствующим атомным смещениям при деформации решетки.

Другие теории [90] предусматривают более конкретный подход, когда для различных материалов разрабатываются модели сил связи и изучается характер изменения этих сил с деформацией. Поскольку обычно энергия сил связи в этом случае представляется в виде многочлена, то каждый из членов, характеризующий отдельный тип связи, раскладывается в ряд по деформациям вплоть до производных второго порядка. Производные первого порядка исчезают из-за условий равновесия. Коэффициенты разложения при членах второго порядка являются упругими постоянными. Такой теоретический подход ограничен малым числом кристаллических структур, для которых существует количественный расчет сил сцепления. К ним большей частью относятся [52] щелочно-галогидные соединения и несколько одноатомных тел, обладающих кубической (граноцентрированной или объемно-центрированной) и гексагональной структурой или структурой алмаза.

В последнее время появился ряд работ [12, 31, 34], в которых получила дальнейшее развитие статистическая модель Томаса — Ферми, основанная на учете определения плотности электронов в кристалле. Если описать состояние каждого электрона некоторой собственной функцией (самосогласованное поле), то на основании уравнений Хартри и Фока можно подсчитать энергию связи и, следуя Борну, определить упругие постоянные по формуле

$$C_{nm} = \frac{1}{V_0} \left(\frac{\partial^2 U}{\partial \alpha_{ik} \partial \alpha_{kl}} \right) \alpha_{ik=0}, \quad (11)$$

где U — потенциальная энергия кристалла, приходящаяся на элементарную ячейку; V_0 — объем элементарной ячейки; α_{ik} и α_{kl} — частные производные от компонент смещений U_i по координатам x_k . При помощи формул (11) в работе [15] рассчитаны упругие постоянные магния для абсолютного нуля (гексагональная структура плотной упаковки). Расхождения с экспериментальными значениями, определенными при комнатной температуре, несколько превышают 20%.

Во всех упомянутых выше теориях рассматриваются только минимальные однородные деформации идеальных кристаллических решеток. Рассмотрение идеальной решетки в сильно деформированном состоянии требует дополнительно учета так называемых ангармонических эффектов [39], что в значительной степени осложняет и без того громоздкие методы расчетов.

Выше шла речь только о линейной зависимости между тензорами деформаций и напряжений, которая характеризует так называемое упругое поведение твердого тела. Опыт показывает, что это явление наблюдается только при некоторой небольшой деформации. Превышение определенной величины деформации в данных условиях приводит к нарушению линейности зависимости между напряжениями и деформациями. Такому нарушению отвечает либо внезапное разрушение тела, либо появление необратимой деформации. В первом случае в расчет должно быть введено дополнительно некоторое условие прочности, определяющее начальные условия при аналитическом описании процесса разрушения тела. Во втором случае аналогично должно быть введено условие пластичности. Разрушение и пластическое течение являются качественно новыми процессами деформации с присущими им формами зависимостей между напряжениями и деформациями. Практический интерес представляет только форма зависимости между напряжениями и деформациями при пластическом деформировании.

Аналитическое описание указанных явлений на базе микроскопической теории кристалла наталкивается на непреодолимые трудности. Эти вопросы не могут быть решены на базе применения уравнений динамической теории к идеальной кристаллической решетке. Для их решения должна быть создана динамическая теория дефектов кристаллической решетки.

Работы по изучению дефектов кристаллической решетки получили в последние годы очень широкое развитие. В настоящее время решены основные вопросы, связанные с геометрическими особенностями дефектов, и выявлены возможные механизмы их возникновения [33, 51].

К основным дефектам относятся следующие.

1. Мозаичная структура реальных кристаллов. Реальные кристаллы построены из блоков правильного строения, расположенных приблизительно параллельно друг другу. Размеры блоков колеблются от 10^{-4} до 10^{-6} см, а величина углов между ними — от нескольких секунд до десятков минут.

2. Примесные чужеродные атомы, находящиеся либо в некоторых узлах решетки, либо в междоузлиях.

3. Дефекты по Френкелю — вакансии в узлах и соответствующие им дислоцированные атомы в междоузлиях.

4. Дефекты по Шоттки — вакансии в узлах в результате полного ухода некоторых атомов из кристалла.

5. Электроны и дырки — блуждающие в кристалле свободные элек-

троны и соответствующие им нескомпенсированные положительные ионы.

6. Дислокации — линейные дефекты. Различают два основных типа дислокаций — линейные и винтовые. Дислокации обычно относятся к узловой плоскости решетки, называемой плоскостью сдвига и характеризующейся наибольшей ретикулярной плотностью (плотностью узлов). При линейной дислокации в объеме, расположенном выше (положительная дислокация) или ниже (отрицательная дислокация) данной плоскости, кристалл имеет избыточную атомную полуплоскость, нижняя кромка которой искажает картину взаимодействия между атомами вдоль некоторой линии в плоскости сдвига.

При винтовой дислокации в объеме кристалла, расположенном выше или ниже данной плоскости сдвига, наблюдается смещение двух частей кристалла относительно друг друга. При этом две параллельные друг другу вертикальные плоскости, идущие от наблюдателя (одна из них принадлежит неподвижной части кристалла, другая сдвинутой), смещены на расстояние, равное некоторой небольшой доле межатомного расстояния в решетке. Узлы этих плоскостей, лежащие в плоскости сдвига, вместе с ближайшими их соседями, расположенными выше этой плоскости, вычерчивают винтовую линию, ось которой совпадает с направлением относительного сдвига плоскостей.

Все рассмотренные дефекты являются носителями собственных напряжений [32, 57]. Они сравнительно легко приводятся в движение внешними силами. Вследствие дефектов в кристалле все известные процессы, связанные с переносом вещества (фазовые превращения, диффузия, пластическая деформация), протекают при минимуме энергии, причем основной частью последней является энергия полей собственных напряжений дефектов.

Развитие теории дефектов кристаллической решетки, или так называемой теории дислокаций, идет по двум направлениям, которые условно можно назвать микроскопическим и макроскопическим (континуальным).

Первое направление включает работы, посвященные изучению геометрических свойств дислокаций в различных кристаллических решетках, а также их кинетических особенностей [33, 51].

Второе направление ставит [32, 57] своей целью изучение поведения дефектов строения кристаллической решетки в рамках механики сплошных сред. В данном случае используются методы теории упругости при условии их некоторой модификации. Недостаточные знания истинных свойств дефектов и особенно атомного строения ядер дислокаций заменяются здесь рассмотрением свойств соответствующих континуальных моделей. Континуальная теория дислокаций является промежуточным звеном между теорией упругости и феноменологической теорией пластичности.

Несмотря на достаточно бурное развитие обоих направлений, сейчас можно пока констатировать лишь их несомненную перспективность

поскольку фактически сделаны только первые шаги на пути создания общей теории деформации. В то же время механика сплошной среды, развивающаяся независимо, располагает достаточно эффективными методами решения практических задач при условии задания тех или иных форм зависимостей между напряжениями и деформациями, условно названных выше законами трения [26].

Развитие механики сплошной среды с самого начала шло по пути установления недостающих уравнений «закона трения» эмпирическим способом — с помощью соответствующих испытаний материалов. Зависимости, именуемые законами поведения, устанавливались при этом для каждой категории твердых или жидких тел при фиксированном комплексе условий эксперимента.

В результате обобщения данных эксперимента в механике сплошной среды удалось построить ряд типичных моделей твердого или жидкого тела: модель идеальной жидкости, модель упругого тела, модель идеально пластической среды, модель упруго-пластической среды, различные модели вязко-упругих сред (модели Максвелла, Фойкта, Бургерса, Бингама и др.), модели наследственных сред и др. Законы поведения моделей с той или иной степенью точности характеризуют поведение соответствующих категорий реальных тел.

Закон поведения в общем виде представляет собой тензорное уравнение, устанавливающее связь между тензором напряжений либо тензором скоростей изменения напряжений, с одной стороны, и тензором деформаций либо тензором скоростей деформаций, с другой. Таким образом, получаются шесть недостающих уравнений в аналитическом аппарате механики сплошной среды.

Используя дополнительно шесть уравнений совместности, устанавливающих соотношения между смещениями и относительными деформациями, можно определить шесть компонент тензора деформаций. Этим задача полностью решается.

В упомянутых выше выражениях для законов поведения применяют, как правило, различные «константы» (упругие «константы»; вязкие «постоянные константы», «константы», устанавливающие переход материала в предельное состояние, и др.), которые в свою очередь зависят от параметров процесса, таких, как температура, давление и др. Эти зависимости, также устанавливаемые экспериментально, носят название законов состояния.

Комплекс перечисленных выше соотношений совместно с граничными и начальными условиями, конкретизирующими задачу, обеспечивают принципиальную возможность ее решения. Практическая же возможность решения в связи с неизбежными математическими трудностями достигается в каждом конкретном случае в результате дополнительного применения различных упрощающих гипотез [26].

На базе различных законов поведения в пределах механики сплошных сред оформился ряд наук: а) гидродинамика (модель идеальной жидкости); б) теория упругости (модель идеально упругой среды); в) теория пластичности (модели идеально пластической, упруго-

пластической сред); г) теория ползучести (модели вязко-упругих сред, наследственных сред) и др.

Реология занимает особое место в ряду перечисленных наук. В реологии на первое место ставится задача установления взаимосвязи между силами и вызванными ими деформациями, в то время как в теории упругости, пластичности при решении задач ближайшей целью является установление связи между силами и напряжениями в различных точках тела. Основное различие между теорией ползучести и теорией пластичности состоит в том, что первая изучает неупругое поведение материалов при напряжениях, меньших предела текучести, в то время как задачей второй является изучение деформаций либо скоростей деформаций при напряжениях, больших этого характерного предела. Предел текучести в обобщенном виде характеризует, как известно, внезапное интенсивное развитие неупругих изменений в структуре твердых тел при деформации.

При решении задач механики горных пород обычно используются методы всех рассмотренных выше наук. Однако при этом необходимо учитывать характерные особенности горных пород. Законы поведения и состояния горных пород изучены сравнительно слабо, что объясняется их сложной зависимостью от всестороннего сжатия. С этим вопросом связана основная часть работ, представленных в данной монографии, где законы поведения и состояния именовались деформационными свойствами горных пород.

Успешному решению задач механики горных пород мешает не только слабая изученность законов поведения и состояния. Практически успешное использование деформационных свойств определяется качеством постановки задачи, что зависит от степени изученности подобных процессов.

Если процесс изучен настолько слабо, что не выявлены его количественные признаки, то показатели деформационных свойств используются лишь для обоснования различных качественных представлений об изучаемом явлении. Таким образом, например, устанавливается сравнительная «компетентность» различных литологических комплексов в геологической структуре и др.

Если процесс изучен слабо, но могут быть выведены некоторые его количественные признаки, то практикуется установление корреляционной связи между отдельными показателями деформационных свойств и показателями процесса. Так выявляются, например, корреляционные зависимости между показателями пластичности горных пород и их трещиноватости в массиве, между прочностью на сжатие горных пород и показателями их буримости в скважинах и др. Наличие модели процесса при таком исследовании не является обязательным. Более того, путем составления корреляционных связей «нащупываются» отдельные звенья, которые затем могут быть использованы для составления феноменологической модели.

Если процесс изучен настолько, что может быть составлена его функциональная модель, пригодная для описания ее при помощи аналитического аппарата механики сплошной среды, то

деформационные свойства входят в этот аппарат в виде выражений для законов поведения и состояния.

Большинство геологических задач находится на уровне первой из приведенных выше стадий изученности процесса, ряд задач уже решается на уровне второй стадии (например, задачи по выявлению различных особенностей процесса землетрясений). И лишь в последние годы появились работы, основанные на расчете моделей процесса складкообразования [1, 25]. Модели, используемые этими авторами, отвечают либо земной коре в целом [1], либо отдельному ее участку, соответствующему локальной структуре. Задачи горного дела находятся в основном на второй и третьей стадиях изученности процесса, однако результаты их решений еще не удовлетворяют требованиям практики. Это объясняется в основном недостаточной изученностью деформационных свойств горных пород.

В литературе имеются уже достаточно полные обзоры по упругим свойствам минералов и горных пород [5, 14, 52]. Поэтому в данной монографии этот вопрос почти не рассматривается и основное внимание при изучении деформационных свойств уделяется установлению условий нарушения упругой устойчивости, без знания которых невозможно аналитическое описание процессов пластической деформации и разрушения.

Основой экспериментального изучения этих и других свойств являются обычно диаграммы зависимости деформаций от напряжений при различных видах напряженных состояний. Характерные точки на этих диаграммах, соответствующие нарушению линейной зависимости, считаются точками некоторых предельных поверхностей, на которых лежат кривые, выражающие условия пластичности и прочности. Характер участков нелинейной зависимости между напряжениями и деформациями позволяет определять различные показатели деформационных свойств при пластическом деформировании.

§ 2. Методы исследований деформационных свойств горных пород в условиях высоких давлений, температур, насыщающих сред и разных скоростей деформирования

Одной из основных особенностей деформационного поведения пород в условиях горного массива является объемный характер напряженного состояния. Трехосное напряженное состояние всегда характеризуется определенным шаровым тензором напряжений, вызывающим равномерное всестороннее растяжение или сжатие материала без изменения формы образца. На это состояние накладывается соответствующая разность напряжений (девиатор напряжений), вызывающая изменение формы (собственно деформирование).

Установить строгие зависимости свойств деформируемых горных пород от приложенных напряжений можно только в том случае,

когда все определяемые в опыте параметры (деформации и напряжения) относятся к одной и той же точке тела. С физической точки зрения это означает, что в течение опыта находят напряжения и деформации выделенного в теле элементарного кубического объема. Обычно на практике измеряют усредненные величины этих параметров для значительной части объема испытываемого образца. В этом случае соблюдение строгости получаемых зависимостей возможно при условии, если указанный объем является достаточно большим, чтобы сохранить все характерные свойства материала породы, и обеспечивается однородность напряженного и деформированного состояния в выделенном объеме образца в течение опыта.

Исходя из этого, все применяемые методы испытаний горных пород в условиях всестороннего сжатия можно разделить на две группы — приближенных и точных методов оценки деформационных свойств.

Ниже приводится краткая характеристика этих двух групп методов. Более подробное их рассмотрение имеется в опубликованной работе одного из авторов данной монографии [6].

Приближенные методы оценки деформационных свойств горных пород в условиях объемно-напряженного состояния

Приближенными условно называются методы испытаний; при которых некоторые параметры напряженного состояния непосредственно в процессе опыта не измеряются и могут быть рассчитаны лишь приближенно. В практике лабораторных исследований эти методы получили распространение благодаря их простоте, обеспечивающей возможность быстрого получения массовой информации. К таким методам относятся испытания горных пород на сжатие в условиях бокового давления, создаваемого реакцией металлических матриц [42]. Напряженное состояние испытываемого образца породы в этом случае является в значительной степени неопределенным, поскольку строгий учет сил трения на внешней поверхности образца практически невозможен.

В течение опыта при испытании пород в матрицах измеряют продольные усилия и деформации, а в ряде случаев и изменение радиальных размеров образца с увеличением продольной нагрузки [42].

Для приближенной оценки деформационных свойств пород в условиях объемно-напряженного состояния применяют также и метод испытаний вдавливанием цилиндрического штампа с плоским основанием [43, 55, 56]. При вдавливании сжатие некоторого объема породы под штампом также происходит в условиях бокового давления, создаваемого реакцией матрицы, роль которой играет порода, оконтуривающая этот объем. В течение опыта в этом случае измеряют продольную нагрузку и деформацию.

Точными называются методы испытаний пород, при которых на простые напряженные состояния (одноосное сжатие или растяжение, изгиб, срез, кручение) накладывается равномерное всестороннее сжатие.

Первый из этих методов — сжатие в условиях всестороннего давления, создаваемого жидкостью, был предложен Т. Карманом еще в 1911 г. и до настоящего времени является наиболее распространенным из точных методов исследований [3, 59—64, 67, 74, 99, 101]. От жидкости, передающей давление, образец породы изолирован тонкой металлической оболочкой.

В течение опыта при испытании пород по схеме Кармана измеряют все составляющие тензора напряжений и продольную деформацию образца. В Советском Союзе в отличие от исследований, проводимых за рубежом, применяют более совершенный вариант этой методики, при котором в течение опыта измеряют не одну, а все составляющие тензора деформации [3, 42, 47], что позволяет получать строгие количественные зависимости между инвариантами тензоров деформаций и напряжений. В этих работах наряду со схемой нагружения Кармана используется также схема так называемого простого нагружения, в которой все напряжения пропорциональны одному параметру [54].

Вторым по распространенности методом этой группы является метод испытаний пород на растяжение в условиях всестороннего давления. Впервые этот метод испытаний был использован в 1915 г. сотрудником Кармана — Р. Бокером.

Меньшее распространение получили методы испытаний пород на срез [89], кручение [49, 84] и изгиб [13] в условиях всестороннего сжатия.

Во всех перечисленных методах испытания проводят при приблизительно постоянной скорости деформации $10^{-1} - 10^{-2} \%$ /сек, хотя в последнее время предпринимаются попытки расширения диапазона в сторону как меньших [68, 74, 75], так и значительно больших скоростей [43].

В настоящей монографии не приводятся описания экспериментальных установок, используемых при проведении различных испытаний, поскольку, как уже указывалось, они детально рассматривались в ряде опубликованных работ.

Наряду с перечисленными методами изучения деформационных свойств пород в последние годы применяют методы испытаний в условиях равномерного всестороннего сжатия пористых пород, насыщенных жидкостями, находящимися под различными давлениями [66, 100]. Целью таких испытаний является изучение процессов изменения структуры порового пространства пород-коллекторов нефти и газа в различных условиях напряженного состояния, температуры, давления и физико-химических свойств насыщающей среды.

§ 3. Основные результаты исследований деформационных свойств горных пород

Деформационные свойства горных пород в условиях всестороннего сжатия.

В результате исследований материалов в условиях всестороннего сжатия было установлено, что влияние последнего заключается в изменении упругих, пластических и прочностных свойств твердых тел, при этом оно неодинаково для различных материалов. Так, для пластических металлов, деформированных в условиях всестороннего сжатия до $10\ 000 \text{ кг/см}^2$, характерны [10, 16, 41]:

а) небольшое (в пределах нескольких процентов) увеличение модуля Юнга, модуля сдвига и еще меньшее — коэффициента Пуассона;

б) небольшое (в пределах нескольких процентов) линейное с ростом давления увеличение предела текучести и прочности, причем относительное увеличение прочности больше у менее прочных сталей;

в) значительное (в несколько раз) увеличение относительной пластической деформации до разрыва;

г) небольшое увеличение деформационного упрочнения.

Значительно больший эффект оказывает всестороннее сжатие на деформационное поведение горных пород и хрупких металлов (чугун и др.). Если упругие свойства этих материалов увеличиваются с ростом давления незначительно [14, 15, 58], как и у металлов (разница заключается лишь в несколько больших величинах прироста значений упругих постоянных с ростом давлений), то зависимость их прочностных и пластических свойств от давлений выражена более резко.

Основные закономерности процесса деформации пород в условиях давления можно проиллюстрировать данными испытаний различных видов мрамора, изучение которого в этих условиях получило наибольшее развитие.

На рис. 2 приведены экспериментальные данные испытаний каррарского мрамора в условиях всестороннего сжатия, полученные Т. Карманом в 1915 г. Они представлены в виде системы графических зависимостей продольной относительной деформации ϵ_z образца от разности между полным продольным напряжением σ_z и величиной равномерного всестороннего сжатия p :

$$\epsilon_z = f(\sigma_z - p) = f(\sigma_i). \quad (12)$$

В дальнейшем эти зависимости условно будут обозначаться символом $\epsilon_z(\sigma_i)$. Принято считать, что символ p выражает давление, избыточное по отношению к атмосферному.

На кривых $\epsilon_z(\sigma_i)$ выделяются характерные точки, позволяющие определять следующие показатели:

а) напряжение предела текучести σ_{ik} , которое определяется как предел пропорциональности начального участка кривой по методам, принятым в расчетах металлоконструкций;

б) прочность σ_{ic} при данном всестороннем давлении — наибольшая ордината кривой $\varepsilon_2(\sigma_i)$ (имеются в виду кривые по образцам, доведенным до разрушения).

Как видно из рис. 2, форма кривой $\varepsilon_2(\sigma_i)$ сильно зависит от величины p . При увеличении всестороннего сжатия наблюдается непрерывный рост прочности мрамора, хотя образец и продолжает еще разрушаться хрупко (без предварительной пластической деформации). Это — первая область или область хрупкого разрушения. При дальнейшем увеличении всестороннего сжатия ($p = 235 \text{ кг/см}^2$) обнаруживается способность мрамора к пластической деформации, которая вначале развивается при непрерывном падении напряжения вплоть до разрушения образца (переходная область), а при больших величинах p (в третьей области) кривая в пластической области принимает положительный наклон, указывающий на деформационное упрочнение породы. Как видно, ветви пластической деформации близки к прямым линиям, следовательно, коэффициент упрочнения (и модуль

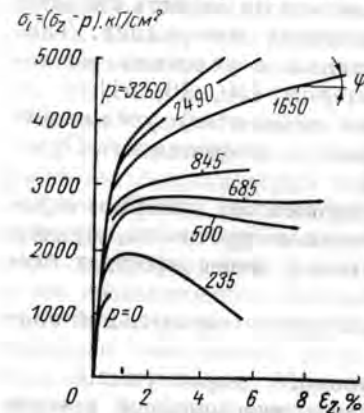


Рис. 2. Диаграммы деформаций каррарского мрамора в условиях всестороннего сжатия различной величины.

пластичности) является постоянной величиной (при данной величине p).

Влияние всестороннего сжатия на деформационные свойства различных горных пород рассмотрено достаточно подробно на основании литературных данных в работе одного из авторов настоящей монографии [4]. Остановимся кратко только на сравнительном анализе приведенных в этой работе и новых экспериментальных данных по влиянию всестороннего сжатия на главные характеристики деформационного процесса: всестороннее сжатие, обеспечивающее возможность пластического деформирования (критическое давление), предел текучести, пластичность, как величину остаточной деформации до разрушения, коэффициент деформационного упрочнения в пластической области и прочность.

В первую очередь следует рассмотреть результаты исследований деформационных свойств [4, 14, 15, 50, 60, 64, 65, 67, 71—74, 76—78, 80—83, 85, 89, 93, 99]. Критические давления неодинаковы для различных типов осадочных горных пород и минералов. Наименьшее значение критического давления характерно для галогенных соединений. Так, галлит деформируется пластически даже при атмосферном давлении.

Глинистые и некоторые карбонатные породы (известняки) приобретают способность к пластической деформации при давлениях в сотни атмосфер. При этом однородные средне- и крупнозернистые известняки, а также относительно слабо метаморфизованные аргиллиты деформируются пластически при гидростатическом давлении 500—1000 кг/см^2 . Мелкозернистые и пелитоморфные известняки, а также плотные аргиллиты и алевролиты дают заметную остаточную деформацию лишь при давлениях 750—1250 кг/см^2 и выше. В этих же пределах давлений начинают пластически деформироваться и ангидриты.

Доломиты деформируются пластически лишь при давлениях более 1000 кг/см^2 (крупнозернистые) и 2000 кг/см^2 (мелкозернистые). Поведение песчаников зависит от состава и структуры цемента, который представлен обычно минералами перечисленных выше пород. При наличии силикатного цемента поведение кварцевых песчаников приближается к поведению кварцитов, которые разрушаются хрупко при достигнутых в лабораторной практике величинах всестороннего сжатия.

Предел текучести большинства горных пород увеличивается с ростом гидростатического сжатия, при этом тем больше, чем менее пластична порода. Для высокопластичной каменной соли предел текучести почти не зависит от гидростатического сжатия и близок к его величине при атмосферном давлении. Несколько отличо ведут себя мелкозернистые породы. Так, однородный пелитоморфный золенгофенский известняк при атмосферном давлении разрушается хрупко, но начиная с гидростатического сжатия, равного приблизительно 1000 кг/см^2 , приобретает способность к пластической деформации при почти постоянном пределе текучести во всем изученном интервале величин всестороннего сжатия (вплоть до 4000 кг/см^2).

Суммируя результаты исследований осадочных пород, можно сделать вывод, что пластичность всех пород растет с увеличением сжатия, причем наиболее заметный рост пластичности обнаружен у известняков (рис. 3) и слабо метаморфизованных аргиллитов, а наименьший — у кварцитов (рис. 4) [96]. Промежуточное положение

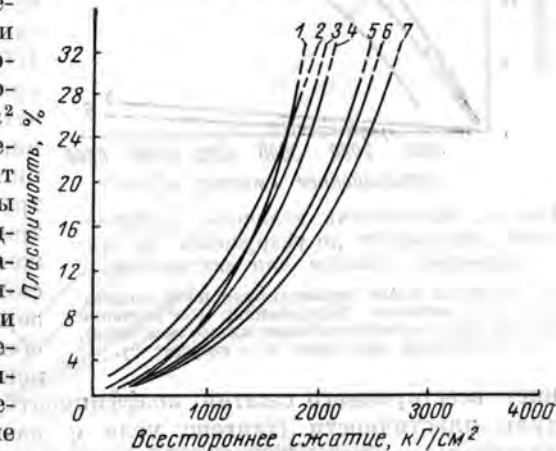


Рис. 3. Зависимость величины пластической деформации до разрушения от всестороннего сжатия для карбонатных пород.

1 — известняк марианна; 2 — известняк фуссельман; 3 — мрамор джюль (вдоль сланцеватости); 4 — известняк девонен; 5 — известняк вольфкемп; 6 — мрамор джюль (перпендикулярно к сланцеватости).

занимают доломиты и песчаники с глинистым и карбонатным цемен-
тами.

Коэффициент деформационного упрочнения обнаруживается толь-
ко при высоких значениях всестороннего сжатия, когда, как можно
предположить, преимуще-
ственную роль в деформа-
ционном процессе начинает
играть внутрикристалличе-
ское скольжение. Для из-
вестняков это наблюдается
при давлениях более
1000 кг/см², у доломитов
при 2000 кг/см² еще нет
четко выраженного деформа-
ционного упрочнения. Гли-
нистые породы, у которых
трудно предположить вну-
трикристаллическое сколь-
жение, а также золотофен-
ский известняк (величина
зерна около 0,001 мм) также
обнаруживают деформацион-
ное упрочнение. С увеличе-

нием всестороннего сжатия коэффициент упрочнения растет и мо-
дуль пластичности (тангенс угла ϕ наклона пластической ветви
диаграмм на рис. 2) по величине стремится к значению модуля
упругости.

Рис. 4. Зависимость величины пластиче-
ской деформации до разрушения от все-
стороннего сжатия для песчаников.

1 — песчаник барнс (перпендикулярно к слоисто-
сти); 2 — песчаник бартлесвилль; 3 — песчаник
виксайленд; 4 — песчаник барнс (вдоль слоистости);
5 — песчаник ойд крик; 6 — кварцит су.

Рис. 4. Зависимость величины пластиче-
ской деформации до разрушения от все-
стороннего сжатия для песчаников.

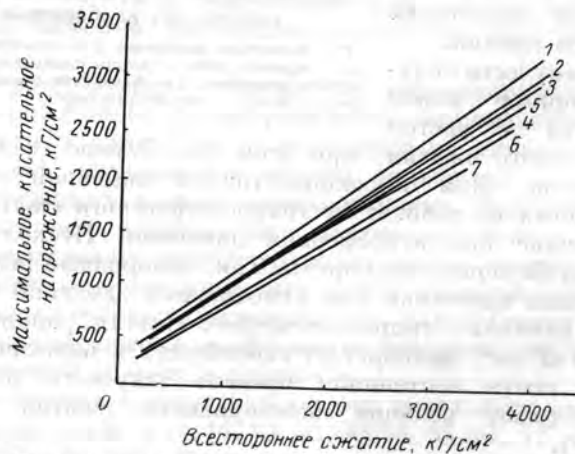


Рис. 5. Зависимость прочности карбонатных пород от величины всестороннего
сжатия.

1 — известняк вольфкемп (площадь Веклер, Техас); 2 — мрамор джюль (перпендикулярно
к сланцеватости); 3 — известняк девониен; 4 — мрамор джюль (вдоль сланцеватости);
5 — известняк вольфкемп (площадь Таунсенд, Нью-Мексико); 6 — известняк фуусельман;
7 — известняк марианна.

Прочность σ_{ic} всех горных пород увеличивается с ростом вели-
чины всестороннего сжатия (рис. 5 и 6) и тем больше, чем меньше
величина зерен в породе [78]. При этом интенсивность нарастания
прочности у пластичных пород благодаря росту деформационного
упрочнения близка к интенсивности увеличения прочности хрупких
горных пород в тех же пределах повышения всестороннего сжатия.

Рядом специфических особенностей отличается деформационное
поведение слабо сцементированных зернистых пород в условиях

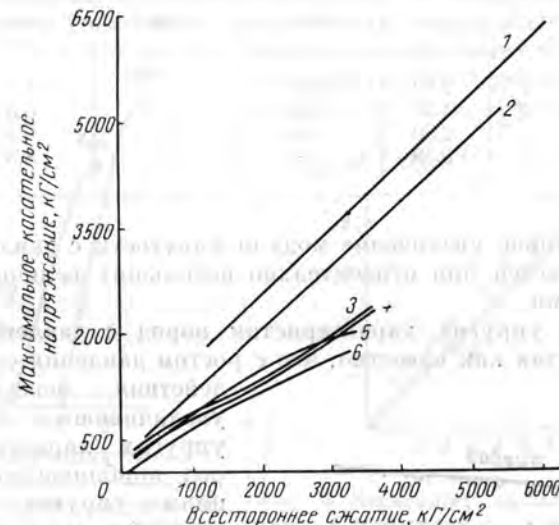


Рис. 6. Зависимость прочности песчаников от ве-
личины всестороннего сжатия.

1 — песчаник барнс (перпендикулярно к слоистости); 2 —
песчаник бартлесвилль; 3 — песчаник виксайленд; 4 — пес-
чаник барнс (вдоль слоистости); 5 — песчаник ойд крик;
6 — кварцит су.

всестороннего сжатия. Для этих пород кратковременное влияние
всестороннего сжатия выражается главным образом в некотором
остаточном уменьшении пористости (на несколько процентов) за
счет увеличения плотности упаковки зерен вследствие их дробления.

Деформационные свойства метаморфических и магматических
пород в условиях, эквивалентных большим глубинам залегания,
исследованы в меньшей степени, чем свойства осадочных пород
[18, 29, 59, 67, 70, 71, 74, 94, 99].

Исследования при комнатной температуре и всестороннем сжа-
тии разной величины показывают, что силикатные породы и мине-
ралы в этих условиях проявляют значительно меньшую способность
к пластической деформации, чем осадочные породы и образующие
их минералы. Следует, однако, отметить, что на упругие и прочност-
ные свойства силикатных пород всестороннее сжатие оказывает
заметное влияние даже при комнатной температуре.

В табл. 3 и на рис. 7 представлены зависимости модуля упругости от величины всестороннего давления для некоторых магматических и метаморфических пород [14, 15, 88]. Приведенные данные указы-

Таблица 3

Горная порода	Модуль Юнга $E \cdot 10^{-5}$ в $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ при всестороннем давлении, $\kappa\Gamma/\text{см}^2$				
	1	400	500	1000	5000
Диабаз	7,32	10,3	—	11,5	—
Базальт	4,39	6,0	—	6,66	—
Гранит	2,90	4,25	—	4,40	—
Гнейс	3,59	—	—	8,36	9,30

вают на некоторое увеличение модуля упругости с давлением. Этот рост более заметен при относительно небольших величинах всестороннего сжатия.

Изменение упругих характеристик пород с давлением вполне закономерно, так как известно, что с ростом давления силы взаимодействия между зернами

$E \cdot 10^{-5}, \kappa\Gamma/\text{см}^2$

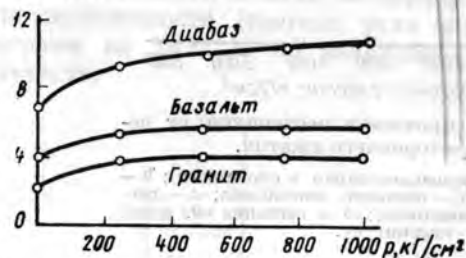


Рис. 7. Зависимость модуля упругости E некоторых магматических пород от величины всестороннего сжатия p .

и значения упругих характеристик пород приближаются к значениям упругих характеристик образующих их минералов (обычно более высоким, чем у пород).

При исследованиях в условиях высокого всестороннего давления наблюдается также рост прочности силикатных пород и минералов (рис. 8) [74, 99]. Для этих пород и минералов характерна прямая пропорциональная зависимость прочности от величины среднего нормального напряжения σ_0 . Она выражается приблизительным равенством $\tau_{\max} \approx \sigma_0$ (рис. 9).

В настоящее время еще нет достаточно обоснованных объяснений полученных опытных данных, поскольку недостаточно изучены микроструктурные изменения деформированных пород. Можно привести лишь некоторые ограниченные сведения о микроструктурных изменениях метаморфических и магматических пород, деформированных в условиях всестороннего сжатия.

Так, например, при изучении шлифов пород гранитного состава, деформированных в условиях всестороннего сжатия, создаваемого

стальными матрицами, И. В. Гинзбург и Ю. А. Розанов [18, 46] установили различную деформируемость породообразующих минералов. Большая способность к пластической деформации, характеризующейся переориентировкой зерен, перемещением отдельных частей кристаллов, наблюдалась у слюды и пироксенов, меньшая — у кварца и полевых шпатов, при деформации которых преобладали катакластические изменения и дробление зерен.

Авторы предложили следующий ряд по способности к пластической деформации отдельных минералов в поликристаллической породе в порядке увеличения пластичности: кварц, полевые шпаты — эгирин — арфедсонит — биотит (слюды). Другие исследователи отмечают возможность получения заметной

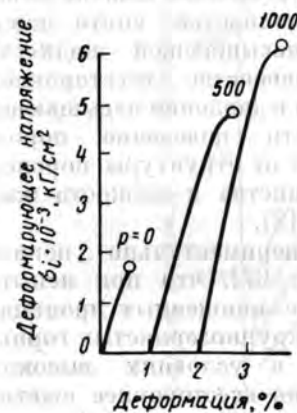


Рис. 8. Диаграммы деформаций гранита в условиях всестороннего сжатия различной величины [119].

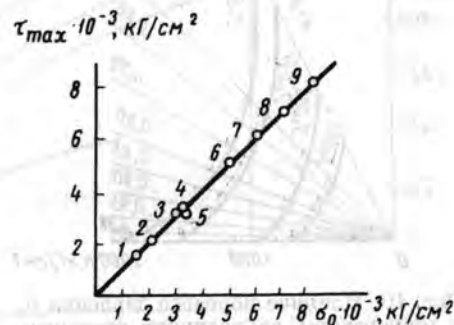


Рис. 9. Зависимость прочности различных пород и минералов τ_{\max} от среднего нормального напряжения σ_0 (всестороннего сжатия).

1 — кальцит; 2 — доломит; 3 — микроклин; 4 — оливин; 5 — барит; 6 — гранат; 7 — андезит; 8 — турмалин; 9 — кварцит.

пластической деформации даже при относительно небольших величинах всестороннего сжатия при значительном содержании в породе биотита. Так, например, пластическая деформация биотитового гранита наблюдалась при давлении $3800 \kappa\Gamma/\text{см}^2$ и комнатной температуре [94].

Аналогичный вывод о способности силикатных минералов к остаточной деформации был получен и при испытаниях пород на вдавливание [29, 35].

Суммируя результаты исследований деформационных свойств магматических и метаморфических пород в условиях всестороннего сжатия и комнатной температуры, следует отметить, что у этих пород наблюдаются рост упругих и прочностных характеристик с увеличением всестороннего сжатия и меньшая, чем у осадочных пород, способность к остаточной деформации, возрастающая, однако, с увеличением содержания в породе минералов типа слюды, пироксенов и уменьшением содержания кварца и полевых шпатов.

Деформационные свойства горных пород при совместном влиянии температур и насыщающих жидкостей в условиях всестороннего сжатия

Деформационные свойства горных пород в условиях всестороннего сжатия значительно изменяются при дополнительном действии на породы таких факторов, как температура, физико-химические свойства и давление насыщающих сред.

Особенность влияния давления насыщающей жидкости p_n заключается в непосредственном изменении величины всестороннего сжатия. При соответствующих условиях всестороннее сжатие может

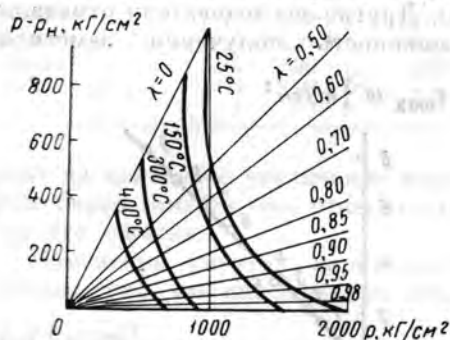


Рис. 10. Влияние порового давления p_n и температуры на величину всестороннего сжатия p , при котором начинается пластическое деформирование золенгофенского известняка.

Комплексное влияние различных факторов наиболее полно изучено при испытании деформационных свойств осадочных горных пород различных типов. Установлено, что рост всестороннего сжатия и температуры повышает способность пород к пластической деформации. Однако если всестороннее сжатие вызывает увеличение прочности пород, то температура и давление насыщающей жидкости уменьшают предел текучести и прочность пород. Совместное влияние указанных факторов очень сложно и должно рассматриваться для каждого конкретного типа пород отдельно.

Изучение в этих сложных условиях золенгофенского известняка дало результаты, представленные графически на рис. 10 [76]. Как видно из рис. 10 (см. толстые линии), величина разности $p - p_n$, обеспечивающей пластическое деформирование, быстро уменьшается с ростом всестороннего сжатия p . Чем больше температура, тем при меньших величинах всестороннего сжатия p развивается пластическая деформация при всех величинах $\lambda = \frac{p_n}{p}$.

На примере джульского мрамора [70] можно проследить, как влияет степень насыщения породы различными жидкостями на

процесс пластического деформирования (рис. 11). Из рис. 11 видно, что все испытанные жидкости вызывают уменьшение напряжения, соответствующего данной величине пластической деформации, однако коэффициент упрочнения уменьшается незначительно. Следовательно, насыщающая жидкость, стимулируя деформационный процесс по границам зерен, очень мало влияет на внутрикристаллическую деформацию. Не замечено также влияние жидкостей и на процесс рекристаллизации мрамора.

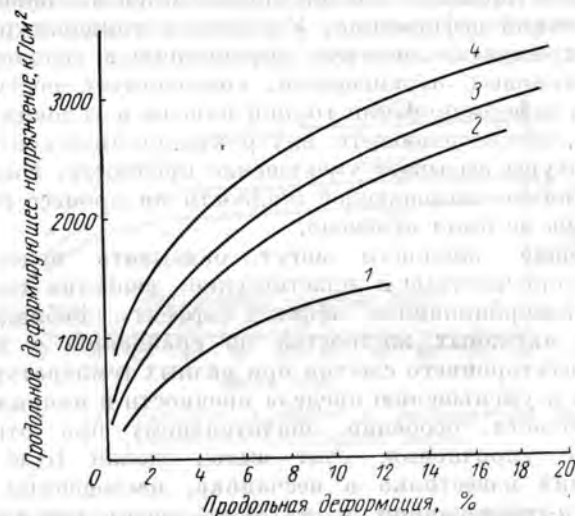


Рис. 11. Диаграммы деформаций джульского мрамора при насыщении его различными жидкостями (цилиндрический образец, сжатый при 300° С и давлении 5000 кг/см^2).

1 — 2,9% H_2O ; 2 — 1,6% 10%-ного MgCl_2 ; 3 — 0,5% H_2O ; 4 — сухой.

Влияние насыщающей жидкости на деформационные свойства глинистых пород во многом зависит от гидрофильности глинистых минералов, тесно связанной в свою очередь с гранулометрическим составом пород. Обычно чем гидрофильнее глина, тем больше в ней коллоидных и микрозернистых частиц. Совместное влияние всестороннего сжатия и влажности ряда глин изучалось в работе [2]. Оказалось, что эффект всестороннего сжатия в первую очередь зависит от степени заполнения поверхности глинистых частиц мономолекулярным слоем жидкости, т. е. от количества насыщающей жидкости. Если исключить из рассмотрения процессы, влияющие на насыщение жидкостью (средство к жидкости, гидрофильность и др.), то можно сделать общий вывод, что для всех пород проявление эффекта всестороннего сжатия при совместном влиянии других факторов находится в обратной связи с количеством насыщающей жидкости.

Изучение ряда осадочных горных пород при совместном влиянии всестороннего сжатия и температуры показало [85], что последняя может частично или полностью снимать эффект от прироста всестороннего сжатия. Так, для ряда известняков, глинистых пород и даже некоторых доломитов [103] при температуре 300° С кривые $\epsilon_x(\sigma_x)$ для $p = 2000 \text{ кг/см}^2$ располагаются ниже, чем кривые для $p = 1000 \text{ кг/см}^2$ при температуре 24° С.

Зависимость прочности осадочных горных пород от температуры в условиях всестороннего сжатия определяется в основном механизмом пластической деформации. Увеличение температуры, стимулирующей внутрикристаллическую деформацию в условиях преобладания межзерновых перемещений, способствует росту прочности породы. При деформировании горной породы в условиях всестороннего сжатия, обеспечивающего внутрикристаллическое скольжение, рост температуры вызывает уменьшение прочности. Выше указывалось, что влияние насыщающей жидкости на процесс рекристаллизации мрамора не было отмечено.

Насыщающие жидкости могут оказывать непосредственное влияние на прочностные и пластические свойства горных пород вследствие адсорбционного эффекта (эффект Ребиндера).

Действие активных жидкостей по сравнению с неактивными в условиях всестороннего сжатия при разных температурах в основном сводится к уменьшению предела прочности и напряжений в пластической области, особенно значительному при отрицательном коэффициенте упрочнения. Этот вывод сделан Бузе на основании испытаний известняка и песчаника, насыщенных неактивной жидкостью *n*-гексадеканом и активной олеиновой кислотой при давлении от 215 до 715 кг/см^2 [63]. Влияние было более заметным на пластичном известняке по сравнению с малопластичным песчаником.

Значительное влияние жидкость оказывает на физико-химические процессы, связанные с растворением. Так, например, Григгс [74] экспериментально показал, что при давлении 5000 кг/см^2 и температуре 500° С при отсутствии жидкости цементация в кварцевых песках не происходит. В то время как из работ Максвелла [92, 93] следует, что кварцевые песчаники, насыщенные жидкостями, цементируются при меньших давлениях и температурах. Цементация кварцевых песчаников обусловлена растворением и кристаллизацией кварца в этих условиях.

Кремнезем в обычных условиях практически не растворим в чистой воде (растворимость кремнезема в этих условиях достигает всего десятых долей миллиграмма на литр). Однако экспериментальные исследования Хитчера, проведенные в 1935 г., показали, что растворимость кремнезема даже в чистой воде возрастает от сотых до десятых долей весовых процентов в интервале температур 128—336° С. Растворимость также увеличивается с ростом температуры и давления [53], причем максимум растворимости приходится на критическую температуру.

Значительное повышение растворимости кремнезема наблюдается в водных растворах, содержащих различные соли щелочных и щелочноземельных элементов. Особенно сильно повышается растворимость кремнезема в растворах солей натрия. Так, например, по сравнению с чистой водой в водных растворах солей натрия растворимость кремнезема увеличивается в десятки раз. Водные растворы солей К, Са, Mg также способствуют повышению растворимости кремнезема, но в меньшей степени.

Представляют интерес результаты исследований процессов, влияющих на консолидацию песков в условиях всестороннего сжатия [92, 93]. В этих экспериментах изучали влияние температуры,

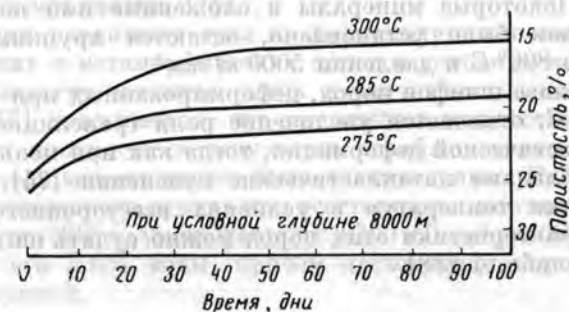


Рис. 12. Влияние времени и температуры на уплотнение кварцевого песка.

времени, давления, состава и скорости движения насыщающих жидкостей. Температура изменялась от 200 до 300° С, всестороннее сжатие соответствовало глубинам от 5000 до 11 000 м, время изменялось от 18 ч до 100 дней. Исследования проводили на среднезернистых, хорошо окатанных и отсортированных песках, которые при плотной упаковке имели пористость около 37%. Большую часть опытов проводили с морской и пластовой водой.

Было установлено, что заметная цементация происходит уже при давлении, соответствующем глубине 8000 м.

О влиянии времени и температуры на уплотнение песков при постоянном давлении можно судить по кривым, приведенным на рис. 12 [93]. Как видно из рис. 12, основное влияние на процесс уменьшения пористости оказывает температура.

Значительно меньше получено данных по изменению проницаемости в условиях высоких давлений [66, 91]. В работе [66] показано, что наибольшее уменьшение проницаемости, примерно в 1,9 раза, наблюдается в интервале изменения давлений от нуля до 210 кг/см^2 , при дальнейшем же возрастании давления до 1050 кг/см^2 снижение незначительное. В породах с меньшей начальной проницаемостью эффект уменьшения проницаемости с давлением больше. В работе [91] отмечается, что уменьшение проницаемости с давлением в чистых песках является относительно небольшим, в песчаниках

же, содержащих большое количество глинистого цемента, уменьшение проницаемости больше. При этом в последнем случае изменения проницаемости, как правило, являются необратимыми.

В отличие от рассмотренных выше осадочных пород на поведение метаморфических и интрузивных пород в условиях всестороннего сжатия температура и свойства насыщающих жидкостей оказывают меньшее влияние.

Отмечено, что даже при температуре 300°C и давлении 5000 кг/см^2 такие породы, как гранит, перидотит, пироксенит и базальт, проявляют лишь небольшую пластичность, хотя и увеличивающуюся с ростом температуры при постоянной величине всестороннего сжатия [74]. Некоторые минералы и сложенные ими породы (кварц, кварцит), как было установлено, остаются хрупкими даже при температуре 800°C и давлении 5000 кг/см^2 .

При анализе шлифов пород, деформированных при температурах свыше 500°C , отмечается увеличение роли трансляционного скольжения в пластической деформации, тогда как при меньших температурах преобладают катакластические изменения [74].

О влиянии температур в условиях всестороннего сжатия на упругие характеристики этих пород можно судить по данным, приведенным в табл. 4 [88].

Таблица 4

Упругие характеристики	Гранит				Базальт			
	$p = 500 \text{ кг/см}^2$		$p = 5000 \text{ кг/см}^2$		$p = 500 \text{ кг/см}^2$		$p = 5000 \text{ кг/см}^2$	
	$t = 25^{\circ}\text{C}$	$t = 200^{\circ}\text{C}$	$t = 25^{\circ}\text{C}$	$t = 200^{\circ}\text{C}$	$t = 25^{\circ}\text{C}$	$t = 200^{\circ}\text{C}$	$t = 25^{\circ}\text{C}$	$t = 200^{\circ}\text{C}$
Модуль Юнга $E \cdot 10^{-5}, \text{ кг/см}^2$	7,92	7,74	8,87	8,08	6,75	6,37	7,08	6,97
Модуль сдвига $G \cdot 10^{-5}, \text{ кг/см}^2$	3,15	3,07	3,57	3,51	2,71	2,57	2,79	2,73
Объемный модуль $K \cdot 10^{-5}, \text{ кг/см}^2$	5,43	5,37	5,73	5,50	4,43	4,08	5,11	5,0

По сравнению с результатами испытаний при действии только всестороннего сжатия повышение температуры до нескольких сотен градусов приводит к уменьшению пределов текучести метаморфических и магматических пород, коэффициенты же деформационного упрочнения обычно остаются неизменными. Влияние давления в пределах $5000\text{--}10\,000 \text{ кг/см}^2$ на прочность при одной и той же температуре меньше, чем при давлениях до 5000 кг/см^2 .

Способность к пластической деформации у большинства силикатных пород увеличивается с ростом температуры. Однако, как правило, даже при высоких давлениях и температурах (5000 кг/см^2 , $t = 800^{\circ}\text{C}$) остаточная деформация большинства из них локализуется в узкой полосе, имеющей катакластическую милонитовую структуру, для которой характерны изгиб, раздробление зерен и развитие трещин. Данная полоса обычно составляет угол, близкий к 45° , с направлением максимального сжимающего напряжения. Наблюдаемые изгибы зерен, в частности биотита, мусковита, диопсида, энстатита, связаны с их пластической деформацией трансляционным скольжением, двойникованием, а иногда и скольжением неизвестного механизма [74].

О влиянии различных сред на деформационные характеристики магматических и метаморфических пород в условиях высоких давлений и температур имеются лишь незначительные сведения. Так, в работе [73] указывается, что насыщение жидкостью приводит к уменьшению прочности в результате ослабления сил межзерновой связи. Это уменьшение может быть значительным. Например, прочность новозеландского дунита при всестороннем сжатии в 5000 кг/см^2 и температуре 300°C уменьшается с 9200 кг/см^2 до 2000 кг/см^2 при насыщении его 3,6% воды, причем насыщенная порода оказалась и более хрупкой.

Временная (скоростная) зависимость деформационных свойств горных пород в условиях всестороннего сжатия, температур и различных насыщающих сред

Временные зависимости деформационных характеристик горных пород изучены еще очень мало, хотя в отдельных исследованиях охвачен достаточно широкий диапазон по продолжительности процесса и скорости деформации. Изучение влияния времени (скорости) на деформационные свойства горных пород можно разделить на исследования при постоянном тензоре напряжений (на ползучесть), при постоянном тензоре деформаций (релаксация напряжений) и при переменных во времени тензорах напряжений и деформаций.

Ползучесть горных пород в условиях высокого всестороннего сжатия изучалась в работах [69—70, 98] на мраморе при давлениях $5000\text{--}10\,000 \text{ кг/см}^2$ и температурах 240 и 300°C и на золенгофенском известняке при давлении до 4000 кг/см^2 и комнатной температуре. Эти исследования показали (рис. 13), что ползучесть горных пород связана с величиной предварительной пластической деформации: при увеличении предварительной пластической деформации тангенс угла наклона кривых ползучести к оси времени увеличился (вязкость пород уменьшалась). Поскольку значительное развитие пластической деформации у горных пород возможно лишь в условиях высокого всестороннего сжатия, то описанная выше закономерность характерна лишь для этих условий. Однако при

одной и той же величине предварительной пластической деформации вязкость связана с величиной всестороннего сжатия обратной зависимостью. Так, при увеличении всестороннего сжатия от 1000 до 2000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ скорость ползучести уменьшается в сто раз [98].

Воздействие температуры в условиях всестороннего сжатия обычно приводит к уменьшению вязкости горных пород.

Изучение микроструктуры мрамора, испытанного на ползучесть, и сравнение ее с микроструктурой мрамора, деформированного при той же температуре, но при обычной скорости деформации, показало, что в первом случае деформация по границам зерен имеет значительно большее развитие, чем во втором.

При изучении пелитоморфного известняка [98] было обнаружено, что его ползучесть в значительной степени связана с развитием микротрещиноватости и уменьшением плотности (рис. 14).

Релаксация напряжений в горных породах в условиях всестороннего сжатия не изучалась. Некоторые опыты [86] по изучению длительной прочности горных пород в условиях одноосного сжатия показывают (рис. 15), что для горных пород, как и для других материалов, зависимость прочности от длительности испытания является экспоненциальной.

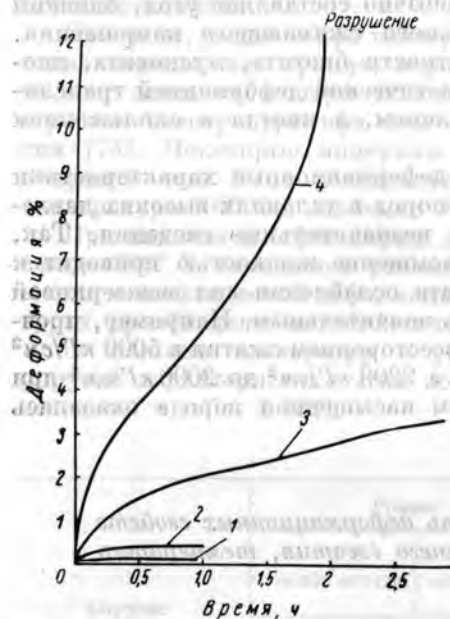


Рис. 13. Кривые ползучести джувльского мрамора при давлении 10 000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ и температуре 20° С при разных величинах обобщенного напряжения σ_i .

1— $\sigma_i=3290 \kappa\Gamma/\text{см}^2$; 2— $\sigma_i=4375 \kappa\Gamma/\text{см}^2$;
3— $\sigma_i=5450 \kappa\Gamma/\text{см}^2$; 4— $\sigma_i=6720 \kappa\Gamma/\text{см}^2$.

Количество исследований временной (скоростной) зависимости деформационных характеристик горных пород в условиях всестороннего сжатия при переменных во времени тензорах напряжений и деформаций очень ограничено. Одни из этих работ относятся к изучению процессов деформации пород при сравнительно небольшом изменении скоростей деформации (статический диапазон) [3, 74, 75, 98], другие — при достаточно высоких скоростях динамического нагружения [43].

При испытаниях в условиях статического нагружения было установлено, что увеличение скорости на несколько порядков (в десятки и тысячи раз) вызывает небольшой, но вполне определенный рост напряжений за пределом текучести. Так, например, при изме-

нении скорости относительной деформации от 0,003 до 0,05 %/сек во время испытания мрамора в условиях давления 5000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ и температуры 800° С прочность мрамора увеличилась приблизительно на 30% [74].

Интересные данные получены при аналогичных испытаниях ряда пород в условиях всестороннего сжатия 1000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$, при котором пластическая деформация еще не связана с деформационным упрочнением [3]. В этом случае при увеличении скорости нагружения в 3000 раз (от 0,15 до 500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) предел текучести мрамора увеличился на 20%, глины на 30%. Изучение микроструктурных изменений в образцах, деформированных при различных скоростях,

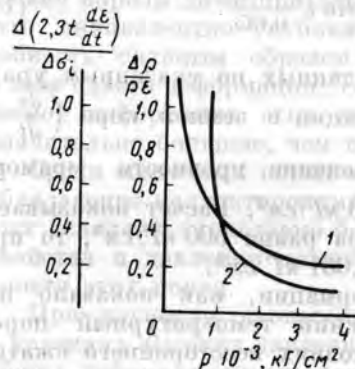


Рис. 14. Влияние всестороннего сжатия p на параметры ползучести золегофенского известняка.

1 — степень трещиноватости; 2 — интенсивность процесса ползучести; δ_i — обобщенное деформирующее напряжение; ρ — плотность породы; ϵ — относительная деформация.

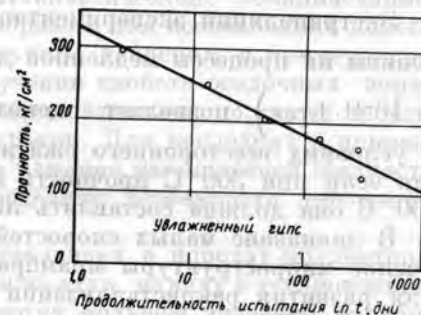


Рис. 15. Зависимость прочности гипса от длительности испытаний.

показало, что для них наряду с немногочисленными признаками внутрикristаллитной деформации (появление двойников) оказался характерным микрокатаклиз по границам зерен, относительное влияние которого

усиливалось с ростом скорости нагружения.

В работе [75] исследовалось влияние времени в широком диапазоне скоростей относительной деформации от $0,04 \cdot 10^{-1}$ до $8 \cdot 10^{-6}$ %/сек на деформацию мрамора в условиях всестороннего сжатия 5000 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ при температуре 500° С. При этом давлении микрокатаклиз по границам зерен уже не наблюдается. Опыты показали, что при комнатной температуре уменьшение скорости деформации в указанном диапазоне не дает значительного уменьшения прочности. Однако при температуре 500° С прочность мрамора в этих условиях уменьшилась на 80%. При этом деформационные кривые σ_i — ϵ с уменьшением скорости изменялись постепенно от дающих сильное деформационное упрочнение до течения при постоянном напряжении.

Результаты этого исследования показали, что поведение мрамора при различных скоростях деформации согласуется с известной

теорией Эйринга. В связи с этим скорость течения мрамора $\frac{d\varepsilon}{dt}$ описывалась следующим образом:

а) при растяжении мрамора в направлении, перпендикулярном к сланцеватости:

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = 2,9 \cdot 10^8 e^{-\frac{62 \cdot 400}{KT}} \sin h \frac{\sigma_i}{0,100}; \quad (13)$$

б) при растяжении в направлении, параллельном сланцеватости:

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = 1,6 \cdot 10^7 e^{-\frac{56 \cdot 000}{KT}} \sin h \frac{\sigma_i}{0,145}. \quad (14)$$

Экстраполяция экспериментальных данных по указанным уравнениям на процессы медленной деформации в земной коре ($\frac{d\varepsilon}{dt} = 10^{-14}$ 1/сек) позволяет оценить изменение прочности мрамора в условиях всестороннего сжатия 5000 кг/см^2 . Расчет показывает, что если при 300°C прочность мрамора равна 500 кг/см^2 , то при 500°C она должна составлять лишь $0,001 \text{ кг/см}^2$.

В диапазоне малых скоростей деформации, как показало изучение микроструктуры мрамора, нижний температурный порог для развития рекристаллизации в условиях всестороннего сжатия 5000 кг/см^2 заметно снижается. В рассматриваемом диапазоне скоростей он снижается при уменьшении температуры от $600-800^\circ \text{C}$ до $400-500^\circ \text{C}$.

Влияние времени на изменение порового пространства можно оценить только при изучении свойств однотипных пород разного геологического возраста. Изучение чисто кварцевых песчаников девона и нижнего карбона западной части Башкирии (около 450 образцов) [30] показало, что при одинаковом гранулометрическом составе они значительно разнятся как по пористости, так и по проницаемости. Средняя пористость песчаников нижнего карбона составляет $23,5\%$, а девона $19,3\%$.

Еще более значительно изменяется проницаемость. Так, для песчаников нижнего карбона проницаемость составляет 1580 мд , а для девонских образцов всего 660 мд , т. е. на 58% меньше. Такое значительное различие не может быть объяснено гравитационным уплотнением, так как разница в глубине залегания составляет всего $300-400 \text{ м}$. Предполагают, что главной причиной ухудшения коллекторских свойств песчаников девона по сравнению с карбоном является структурная перестройка их порового пространства, вызванная не столько абсолютной величиной давления, сколько геологическим возрастом пород.

Анализ результатов экспериментальных исследований деформационных свойств различных горных пород в условиях высоких давлений, температур, скоростей и насыщающих сред показал, что

по специфическим особенностям процесса деформации все породы могут быть разделены на две большие группы, одну из которых составляют породы осадочного комплекса, а вторую — метаморфические и магматические породы.

Сравнение осадочных пород с метаморфическими и магматическими показало, что для достижения одного и того же эффекта параметры давлений и температур для магматических и большей части метаморфических пород должны быть значительно выше. Так, если большинство осадочных пород проявляет способность к пластической деформации в условиях, характерных для глубин залегания в несколько километров, то магматические и метаморфические породы даже при давлении 5000 кг/см^2 и температуре 500°C (что эквивалентно глубинам порядка 20 км) обнаруживают способность главным образом к катакlastической, локализованной в зоне сдвига деформации. Таким образом, для исследования пластической деформации этих пород нужны давления и температуры, значительно большие, чем при изучении свойств осадочных пород.

Среди осадочных пород особое место занимают пористые породы, обладающие коллекторскими свойствами. Для последних в природных условиях характерно большое влияние насыщающей жидкости, свойства и давление которой определяют особенности деформируемости этих пород.

При изучении процессов, протекающих в породах-коллекторах в условиях высоких давлений и температур, наряду с установлением общих деформационных характеристик большое значение приобретают исследования явлений по границам контактов зерен. Эти явления могут изучаться и в условиях равномерного всестороннего сжатия при различных давлениях и свойствах насыщающей среды.

В условиях неравномерного всестороннего сжатия пластическая деформация пород-коллекторов будет оказывать дополнительное влияние на процессы, происходящие по границам зерен, и, следовательно, на изменения структуры и объема порового пространства (растворение, вторичные отложения растворенного материала и пр.).

Из приведенного обзора исследований деформационных свойств различных горных пород следует, что сделаны только первые шаги на пути решения этой огромной задачи. Используемые в этих работах методы испытаний и измерений обладали к тому же существенным недостатком — они не позволяли полностью определять деформированное состояние пород, так как в большинстве из них в процессе испытаний измерялась только продольная деформация.

Таким образом, несмотря на достаточно полную характеристику напряженного состояния, результаты этих исследований не позволяют устанавливать общие количественные зависимости между напряжениями и деформациями.

Следует также отметить, что ни в одном из ранее проведенных исследований не ставилась задача изучения деформационных свойств пород целых регионов или хотя бы отдельных разрезов, что значительно снижало практическую ценность полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Динамическая проблема геотектоники. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд. АН СССР, 1960.
2. Байдюк Б. В., Шрейнер Л. А. Расчет устойчивости горных пород в скважинах. В сб. «Вопросы деформации и разрушения горных пород при бурении». ГОСИНТИ, 1961.
3. Байдюк Б. В., Шрейнер Л. А., Лагун Л. И. Исследование деформационных свойств горных пород Волго-Уральской нефтегазоносной области. В сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
4. Байдюк Б. В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Гостоптехиздат, 1963.
5. Беликов Б. П. Упругие и прочностные свойства горных пород. Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 43. Изд. АН СССР, 1961.
6. Белоусов В. В. Земля, ее строение и развитие. Изд. АН СССР, 1963.
7. Беляевский Н. А., Федынский В. В. Изучение глубинных недр Земли и задача сверхглубокого бурения. Советская геология, № 12, 1961.
8. Бондарчук В. Г. Структура земной коры. Изд. АН УССР, Киев, 1962.
9. Борисов А. А. Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. Советская геология, № 4, 1964.
10. Бриджмен П. Исследования больших пластических деформаций и разрыва. ИЛ, 1955.
11. Бори М., Хуан-Куиь. Динамическая теория кристаллических решеток. ИЛ, 1958.
12. Богемская Э. А., Конусов В. Ф. Расчет энергии связи и модулей упругости Mg. Изв. МВО СССР, сер. «Физика», № 1, 1966.
13. Воларович М. П. и Стаховская З. И. Исследование модуля Юнга образцов горных пород при всесторонних давлениях до 5000 кг/см² методом изгиба. Изв. АН СССР, сер. «Геофизика», № 6, 1958, стр. 582—593.
14. Воларович М. П. Исследование упругих свойств пород при высоких всесторонних давлениях. Труды ИФЗ АН СССР, № 23. «Физические свойства горных пород при высоких давлениях», 1962.
15. Воларович М. П., Баяк Е. И., Жданов А. А. и Томашевская И. С. Исследование упругих свойств горных пород Кольского полуострова в условиях всестороннего давления до 7000 кг/см². Изв. АН СССР, сер. «Геофизика», № 8. Изд-во «Наука», 1964, стр. 1129—1278.
16. Вережгин Л. Ф., Шапочкин В. А. Влияние гидростатического давления на сопротивление сдвигу в твердых телах. Физика металлов и металловедение, т. 9, вып. 2, 1960.
17. Геологический словарь, т. 1—2. Госгеолтехиздат, 1960.
18. Гинзбург И. В., Розанов Ю. А. Поведение минералов в породах гранитного состава при воздействии высоких давлений. Изв. АН СССР, сер. «Геология», № 5, 1951.
19. Даминова А. М. Породообразующие минералы. Изд-во «Высшая школа», 1963.
20. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы, т. III. Изд-во «Мир», 1966.
21. Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы, т. II. Изд-во «Мир», 1965.
22. Дислокации и механические свойства кристаллов. ИЛ, 1960.
23. Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд. ЛГУ, 1959.
24. Епифанов Г. И. Физика твердого тела. Изд-во «Высшая школа», 1965.
25. Ержанов Ж. С., Егоров А. К. Теоретическое рассмотрение механизма зарождения складчатой структуры в земной коре. В сб. «Исследования по механике горных пород». Изд-во «Наука», Каз. ССР, Алма-Ата, 1965.
26. Жермен П. Механика сплошных сред. Изд-во «Мир», 1965.
27. Жданов Г. С. Физика твердого тела. Изд. МГУ, 1961.
28. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1956.
29. Кузьменкова Г. Е., Павлова Н. Н. Исследование механических свойств основных типов пород кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области в условиях вдавливания. В сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд. АН СССР, 1963.
30. Комаров В. Л., Постников Д. В. Влияние геологического возраста и глубины залегания на коллекторские свойства песчаных пород. ДАН СССР, т. 159, 1964.
31. Конусов В. Ф., Богемская Э. А. Энергия связи и модули упругости щелочных металлов. Изв. МВО СССР, сер. «Физика», № 4, 1965.
32. Кренер Э. Общая континуальная теория дислокаций и собственных напряжений. Изд-во «Мир», № 1, 1965.
33. Коттрелл А. Дислокации и пластическое течение кристаллов. Металлургиядат, 1957.
34. Конусов В. Ф. Энергия связи щелочных и щелочноземельных металлов. Изв. МВО СССР, сер. «Физика», № 4, 1964.
35. Кузьменкова Г. Е. Механические свойства горных пород кристаллического фундамента Русской платформы, определенные методом вдавливания. В сб. «Механические свойства горных пород при вдавливании и их практическое использование». ВНИИОЭНГ, 1966.
36. Ларионов А. К., Анашев В. П. Основы минералогии, петрографии и геологии. Изд-во «Высшая школа», 1961.
37. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолтехиздат, 1955.
38. Лейбфрид Г. Микроскопическая теория механических и тепловых свойств кристаллов. Физматгиз, 1963.
39. Лейбфрид Г., Людвиг В. Теория ангармонических эффектов в кристаллах. ИЛ, 1963.
40. Матвеев А. Н. Квантовая механика и строение атома. Изд-во «Высшая школа», 1965.
41. Огибалов М. П., Кийко И. А. Поведение вещества под давлением. Изд. МГУ, 1962.
42. Павлова Н. Н., Савостьянов В. П., Маркачева Г. П. Методики исследований механических свойств горных пород в условиях динамического нагружения. В сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
43. Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А. Разрушение горных пород при динамическом нагружении. Изд-во «Недра», 1964.
44. Прагер В. Введение в механику сплошных сред. ИЛ, 1963.
45. Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
46. Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200° С. Труды ИГЕМ, вып. 66, 1962.
47. Ставрогин А. Н. Исследования горных пород в сложных напряженных состояниях. Горный журнал, № 3, 1961.
48. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Гостоптехиздат, 1958.
49. Томашевская И. С. Исследование модуля сдвига у образцов горных пород при высоких всесторонних давлениях методом кручения. Изв. АН СССР, сер. «Геофизика», 1960.
50. Тернер В., Григгс Д. и Хэд Х. Эксперименты по деформации кристаллов кальцита. Вопросы структурной геологии. ИЛ, 1958.
51. Ультразвуковые методы исследования дислокаций. Сборник статей. ИЛ, 1963.
52. Хантингтон. Упругие постоянные кристаллов. Успехи физических наук, т. 74, вып. 2 и 3, 1961.

53. Хитаров Н. И. Экспериментальная характеристика устойчивости кварца и миграции кремнезема в гидротермальных условиях. Труды IV совещания по экспериментальной петрографии и минералогии. Изд. АН СССР, вып. 2, 1952.
54. Штрупц Х. Минералогические таблицы. Госгортехиздат, 1962.
55. Шрейнер Л. А., Павлова Н. Н., Якушев В. П., Байдук Б. В. Применение метода вдавливания для установления сопротивления горных пород разрушению при бурении и качественной оценки пластичности горных пород. В сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
56. Шрейнер Л. А. и др. Механические и абразивные свойства горных пород. Госгортехиздат, 1958.
57. Эшелби Дж. Континуальная теория дислокаций. ИЛ, 1963.
58. Walmer G. Physical properties of some typical foundation rocks. U. S. Bur. Reclamation. Denver Concrete. Lab.-sept., No sp-39, 1953.
59. Bredthauer R. O. Strength characteristics of Rock Samples under hydrostatic pressure. Trans. of ASME, vol. 79, No 4, 1957.
60. Bredthauer R. O. Strength characteristics of Rock Samples under hydrostatic pressure. Master's Tesis., Rice Institute (Houston, Texas), 1955.
61. Baron G., Habib P., Morlier P. Deformations des roches sous contraintes Phenomenes physicomecaniques apporvoissant dans les roches entrees dans le domaine ductile. Revue de l'Institute francais du petrole, vol. XVIII, Decembre (Nuors serie), 1963, p. 97—130.
62. Borg Y., Friedman M., Handin I., Higgs D. Experimental deformation of St. Peter. Sand: a Study of cataclasis flow. Geol. Soc. Am. Mem., vol. 79, 1960.
63. Boozer G. D., Hiller K. H., Serdengecti S. Effect of pore fluids on the deformation behavior of rocks subjected to triaxial compression Rock meehanics. Proceedings of the fifth Symposium, Oxford, London, New-York, Paris, 1963.
64. Baron G., Castel Y., Habib P. Deformation des rockes sous contraintes Influence de la pression interstatelle sur les caracteristicques mecaniques des roches en conditions de fond. Revue de l'Institute francais du petrole, vol. XVIII, Decembre (Nuors serie), 1963, p. 78—96.
65. Deer W. A., Howie R. A., Zussman Y. Rockforming minerals, vol. 1—5, London, 1962—1963.
66. Fatt S. The effect of overburden pressure on relative permeability. J. Petrol. Techn., Oktober, 1953.
67. Griggs D. T., Miller W. Deformation of Yule marble. Part I. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 62, No 8, 1951.
68. Griggs D. T., Turner F., Heard H. Deformation of rocks at 500° to 800° C. The Geol. Soc. Am. Mem., vol. 79, 1960.
69. Griggs D. T., Turner F., Borg Y., Sosoka Y. Bull. of the Geol. Soc. of Am., part IV, vol. 62, 1951, p. 1386—1406.
70. Griggs D. T., Turner F., Borg Y., Sosoka Y. Bull. of the Geol. Soc. of Am., part V., vol. 64, 1953, p. 1327—1342.
71. Griggs D. T., Turner F. Y., Durrel O., Deformation of rocks at 500° C, 5000 atm pressure. Bull. Soc. Am., vol. 65, No 12, 1954.
72. Griggs D. T., Turner F. Y., Durrel O. Deformation of Yull marble, pt. V, Effects at 300° C. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 64, No 12, 1953.
73. Goguel Y. Introduction d'Etude Mecanique des Derormations de l'Ecorce Terrestre. Imprimerie Nationale, Paris, 1948.
74. Griggs D., Handin I. (eds). Rocks deformation (a symposium). Mem. Geol. Soc. Am., No 79, 1960.
75. Heard H. C. The effect of time on the experimental deformation of rocks. Journ. of Geoph. Res., vol. 66, No 8, 1961.
76. Heard H. Transition from brittle to ductile flow in solenhofen limestone as function interstitial fluid pressure. The Geol. Soc. Am. Mem., vol. 79, 1960.
77. Higgs D. T., Handin I. Experimental deformation of dolomite single crystals. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 66, 1955.
78. Handin I., Hager I. Experimental deformation of Sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature of dry samples. Bull. of the Am. Ass. of Petrol. Geol., vol. 41, No 1—50, 1957.
79. Handin I., Hager I. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at high temperature. Bull. Ass. Petr. Geol., vol. 42, No 12, 1958.
80. Handin I., Hager I., V., Friedem M., Teather S. N. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure. Bull. Am. Ass. of Petrol. Geol., vol. 47, No 5, 1963.
81. Handin I., Fairbairn H. Experimental deformation of Hasmark Dolomite. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 66, 1955.
82. Handin I. An application of high pressure in geophysics. Experimental rocks deformation. Trans. Am. Soc. Mech. Eng., 1953, p. 73.
83. Hubbert M. K., Rubey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 70, No 7, 1959.
84. Handin I., Higgs D., O'Brien J. Torsion of Yull marble under confining pressure. Geol. Soc. Am. Mem., vol. 79, 1960.
85. Handin I., Hager I. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at high temperature. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., vol. 42, No 12, 1958.
86. Handin I., Griggs D. T. Deformation of Yull Marble. Part II. Predicted Fabric changes. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 62, 1951, p. 863—885.
87. Mc Henry D. The effect of the aplied pressure on the shearing strength of concrete. Third Intern. Congress on large dim Stockholm. Trans., vol. 1, 1948.
88. Hughes D., Mourette C. Deformation des vitesses d'oude elastique dous diverses roches en founction de la pressure et la temperature. Rev. Inst. Frens. Petrol et ann comb. liquides, vol. XII, No 66, 1957.
89. Jaeger J. C. Punching tests on disks of rock under hydrostatic pressure. J. of Geoph. Research., vol. 67, No 1, 1962.
90. Lewdin P. O. Ark. mut. ast. fys., 35, A, 9, 30, 1948.
91. Latchie A. S., Hemstock K. A., Yong I. W. The effective compressibility of reservoir rock and its effects on permeability. J. Petrol. Techn., No 6, 1958.
92. Maxwell I. C., Verrall P. Low porosity may limit oil in deep sands. World oil, vol. 138, No 5—6, 1954.
93. Maxwell I. C. Experiments on compaction and cementation of sand. Geol. Soc. Am. Mem., vol. 49, 1960.
94. Matsushima Shogo. On the deformation and fracture of granite under high confining pressure. Bull. Disuster Prevent Res. Inst., No 36, 1960, p. 20.
95. Matsushima Shogo. On the strength distribution on the earth's crust and the upper mantle and the distribution of the great earthquakes with depth. Disuster Prevention Res. Institute. Bull., No 43, 1961.
96. Murill S. A., A criterion for brittle fracture of rocks and concrete under triaxial stresses, and the effect of pore pressure on the criterion. Rock. mechanics. Proceedings of the fifth Symposium. Oxford. London. New-York, Paris 1963.
97. Robinson L. H. The effect of pore and confining pressure on the failure process in Sedimentary rock. Quar. Colorado School of Mines, vol. 54, No 3, 1959.
98. Robertson E. C. Creep of Solenhofen limestone under moderate hydrostatic pressure. Geol. Soc. Am. Mem., vol. 79, 1960.
99. Robertson E. C. Experimental study of the strength of rocks. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 66, No 10, 1955, p. 1275—1314.
100. Taylor J. M. Pore space reduction in sandstones. Bull. of Amer. Assoc. of Petrol. Geol., vol. 34, 1950.
101. Turner F., Griggs D., Clark D., Dixon. Deformation of Yull marble. Part VII. Development of oriented Fabrics at 300—500° C. Bull. Geol. Soc., vol. 67, 1956, p. 1269—1294.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Для развития работ по изучению земной коры в последние годы в Советском Союзе намечена широкая программа комплексных геолого-геофизико-геохимических или, как их иногда называют, геонимических исследований, включающая и освоение бурением глубинных зон земной коры. В широко обсуждаемой программе бурения сверхглубоких скважин на территории СССР — в районах Прикаспийской впадины, Западного склона Урала, Азербайджана, Карелии и южных островов Курильской гряды — предусмотрено изучение осадочного гранитного и базальтового слоев земной коры, а также вскрытие (в отдельных скважинах) мантии Земли.

Наряду с другими в программе указана и первоочередная задача по предварительной оценке физико-механических свойств всего комплекса горных пород предполагаемых разрезов различных зон земной коры, намеченных к изучению.

При решении этой задачи и постановке исследований деформационных свойств необходимо учитывать, что выбор горных пород для проведения исследований ограничен участками и глубинами земной коры, освоенными бурением. Эти участки, как правило, характеризуются наличием полезных ископаемых и в первую очередь месторождений нефти и газа. Поэтому комплекс деформационных свойств, устанавливаемый такими исследованиями, может быть использован при решении различных вопросов строительства и эксплуатации горных выработок.

В качестве объекта для постановки исследований деформационных свойств горных пород большой интерес представляет докембрийская Русская платформа в совокупности с обрамляющими ее с юга эпигерцинской скифской платформой и мощным регионом мезо-кайнозойской геосинклинальной альпийской складчатости. Этому способствуют сравнительно высокая степень геологической геофизической и геохимической изученности, практически полный набор разновидностей геологических структур, а также приуроченность к локальным структурам этого района наиболее крупных месторождений нефти, газа и других полезных ископаемых.

Следует подчеркнуть, что вещественный состав этого участка земной коры, охватывающего почти всю Европейскую часть Советского Союза, является достаточно представительным, так как

на его поверхности и на глубинах, вскрытых бурением, встречаются практически все известные в земной коре разновидности горных пород по составу и возрасту. Поэтому результаты исследований могут быть обобщены для установления определенных инвариантных зависимостей, конкретизирующих закономерности поведения и состояния различных типов горных пород.

Европейская часть СССР состоит из таких крупнейших структурных элементов, как древняя Русская и молодая Скифская платформа, древняя Уральская и молодые Карпатская и Кавказская геосинклинали. Геологическое изучение этих структур показывает их двухэтажное строение. Нижний этаж обычно именуется фундаментом, верхний — структурным чехлом. Верхние этажи всех структурных элементов Европейской части СССР сложены осадочными породами. Фундамент Русской платформы представлен докембрийскими магматическими и метаморфическими породами. Фундамент других структур имеет более молодой возраст.

Различный геотектонический режим отдельных зон рассматриваемого участка земной коры обусловил резкую неоднородность осадочной толщи по возрасту, литофациальному составу и степени метаморфизации пород в различных зонах. Следует отметить также связанные с этим зональные изменения мощности осадочного покрова.

По аналогии с прерывистым характером платформенной складчатости толщи осадочных пород на платформе залегают в виде пятен неправильной формы и различного размера, в то время как в геосинклиналях они представлены преимущественно полосами длиной в десятки и сотни километров и шириной в несколько десятков километров.

На платформах осадочная толща имеет небольшую мощность — десятки метров для ярусов и сотни для систем, в геосинклиналях наблюдаются большие колебания в мощности — от сравнительно небольшой мощности в антиклиналях до огромных мощностей в синклиналях, где мощности ярусов исчисляются в сотнях, а мощности систем доходят до 10 000—12 000 м.

Большинство петрографических разностей осадочных пород распространено и на платформах и в геосинклиналях. Однако отмечаются некоторые фациальные особенности.

Карбонатные породы платформ и геосинклиналей представлены широким диапазоном органогенно-обломочных, органогенных и хемогенных разностей. Однако для геосинклиналей характерны толщи «немых», темных хемогенных пелитоморфных известняков, обогащенных органическим веществом.

Из кремнистых и фосфоритовых разностей яшмы, кремнистые сланцы и пластовые фосфориты встречаются только в геосинклиналях, желвако-конкреционные типы — на платформах.

Для глинистых пород резких различий не наблюдается, хотя геосинклинальным глинам присущи большее разнообразие состава и наличие большого количества терригенных примесей. Только для платформ характерны каолиновые разности.

Наиболее заметные отличия наблюдаются в классе обломочных пород. В геосинклиналях более развиты полимиктовые разности с полимиктовыми терригенными цементами, причем преобладает грубообломочный, плохо отсортированный и слабо окатанный кластический материал. Для платформ характерны олигомиктовые и практически мономинеральные кварцевые разности с хемогенными мономинеральными цементами. Главенствующими на платформе являются алевритово-глинистые и тонкопесчаные разности, причем последние с хорошо окатанным и отсортированным материалом.

В отличие от платформ для геосинклиналей отмечается резкая фациальная изменчивость пород в направлении, перпендикулярном к их простиранию. Изменение фаций вверх по разрезу имеет закономерный характер только у флишевых отложений, где при большой мощности (500—600 м) ритмично чередуются несколько типов пород с пропластками от нескольких десятков сантиметров до 1 м.

Одной из основных для каждой осадочной породы является характеристика, обозначающая стадию породообразования или степень метаморфизации уже образованной породы. Сравнить между собой можно только породы, однотипные по указанному признаку. В настоящее время не имеется общепринятой классификации осадочных пород по данному признаку, поэтому возможно только сугубо иллюстративное распределение горных пород.

Формирование осадочных пород, а также их метаморфизация протекают в условиях влияния четырех основных факторов геологической обстановки: времени, давлений, температуры и насыщающей среды. Перечисленные факторы объединяются для зон с различным геотектоническим режимом в определенные сочетания. Характер этих сочетаний оказывает существенное влияние на структурно-текстурные особенности пород. Это особенно наглядно видно из сравнения разновозрастных палеозойских пород Русской и Скифской платформ или разновозрастных мезозойских пород платформ и геосинклиналей.

Фундамент Русской платформы неоднороден. В его состав входят складчатые сооружения разного возраста: нижнеархейские, представленные комплексом гнейсов и гранито-гнейсов, слагающие большую часть фундамента; верхнеархейские, состоящие преимущественно из парагнейсов и сланцев; нижнепротерозойские, сложенные в основном осадочно-метаморфическими породами и железистыми кварцитами, и верхнепротерозойские, в составе которых преобладают слабо измененные осадочные породы.

Среди магматических пород, принимающих участие в строении Русской платформы, также выделяются породы разного возраста и состава.

Так, например, в составе архейских интрузивных образований встречаются кислые и средние разности — граниты, гранодиориты, диориты, сиениты, а также основные и ультраосновные породы — габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты и др.

В интрузивном комплексе протерозоя из кислых и средних пород встречаются щелочные и микроклиновые граниты, граниты рапакиви, гранодиориты, гиперстеновые диориты и сиениты; из основных и ультраосновных — габбро, габбро-нориты, перидотиты, пироксениты, дуниты, серпентиниты. Среди эффузивных разностей того же возраста распространены диабазы и кварцевые порфиры.

Таким образом, комплекс пород фундамента Русской платформы включает все основные разности по составу и возрасту, т. е. является достаточно представительным.

Одной из характерных особенностей тектоники фундамента Русской платформы является его блоковое строение, с которым связано большое количество тектонических нарушений (разломов) и зон смятия, устанавливаемых по сильному катаклазу и интенсивной милонитизации пород фундамента и деформациям осадочного чехла.

Очевидно, что деформационные свойства пород этих зон могут существенно отличаться от свойств пород из зон спокойного залегания.

На кафедре петрографии осадочных пород МИНХиГП сделана попытка классифицировать породы фундамента по степени катаклизированности. Согласно предложенной классификации катаклизированные породы разделены на три группы — с сильным, средним и слабым катаклазом.

В породах первой группы первичная структура, как правило, или не сохранилась, или сильно изменена. Для пород этой группы характерны милонитовая или порфировкатакластическая структуры, перекристаллизация кварца и биотита, мозаичная структура кварца и выполнение кварцем, эпидотом, хлоритом трещин катаклаза.

К породам третьей группы условно отнесены породы, в первичной структуре которых отмечается появление микрон зон дробления, частичное раздавливание (бластез) зерен, изгибание двойников плагиоклазов и листочков слюд.

Породы второй группы характеризуются промежуточными признаками. Так, например, их структура отличается, как правило, большей сохранностью первичных признаков, чем структура пород первой группы, но дробление и поворот зерен выражены более заметно, чем у пород со слабым катаклазом.

На территории Волго-Уральской области проявления катаклаза отмечены в кернах более 40% изученных скважин, в связи с чем катаклизированным породам при исследовании деформационных свойств должно быть уделено большое внимание.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Глава III

ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Для решения различных геологических задач необходимо вести исследования по двум направлениям.

Первое состоит в экспериментальном изучении влияния различных параметров на деформационное поведение горных пород для установления необходимого комплекса характеристик — формализованных признаков феноменологической модели тектогенеза.

Второе направление состоит в создании лабораторных моделей тектонических процессов, приводящих к результатам, качественно аналогичным природным.

Развитие работ первого направления начато исследованиями А. Гейма в Альпах, в результате которых было обращено внимание на широкое развитие в горных породах значительных пластических деформаций. Затем появилась гипотеза Г. Беккера, ошибочно приписывающая особые свойства эллипсоиду деформаций, графически представляющему тензор деформации.

Широкое применение этой гипотезы в геологии при анализе структур задержало развитие науки о тектонических деформациях в геологических структурах на многие десятки лет. Появившиеся впоследствии новые методические работы этого направления либо включались в комплекс методов так называемого «механического» анализа (петротектонический микроструктурный анализ), предложенного Б. Зандером и В. Шмидтом, либо оставались незамеченными и эпизодическими. К числу последних относятся работы по экспериментальному исследованию пластических и прочностных свойств пород в условиях всестороннего сжатия, температур и других факторов, которые в настоящее время получили широкое развитие.

Исследования по второму направлению ведут свое начало с работ Каделя, Фавра, Добрэ и других. В них делались попытки экспериментального воспроизведения складок и сопровождавших их разрывов на произвольных моделях, которые строились не на основе законов подобия, а для получения желаемого конечного результата. Проведение таких работ практикуется многими геологами и до настоящего времени.

Принципиальное значение имели попытки разработать условия подобия природных тектонических явлений и лабораторных моделей

[8, 14]. В результате было показано, что для достижения подобия пластических деформаций необходимо, чтобы изменение геометрических размеров моделей по сравнению с природными объектами и сокращение длительности процесса были компенсированы в моделях значительным уменьшением вязкости материала по сравнению с горными породами.

Развитие этих работ нашло свое отражение в фундаментальных исследованиях М. В. Гзовского [2—6], изучавшего распределение напряжений и формы разрывов на оптически чувствительных моделях.

Из анализа указанных направлений исследований следует, что развитие второго направления должно основываться на результатах работ по первому направлению. Критерии подобия при моделировании выводятся путем сведения к безразмерному виду уравнений, описывающих деформационный процесс. Подобные уравнения для горных пород отсутствуют и могут быть получены только на основе экспериментальных исследований деформационного поведения горных пород при различных скоростях деформирования в условиях всестороннего сжатия, температуры и других факторов, характерных для земной коры. Имеющиеся в литературе экспериментальные данные не позволяют еще строить функциональную модель деформируемой горной породы. Поэтому в настоящее время критерии подобия для тектонического моделирования выводятся из уравнений, полученных для других материалов, качественно отличных от горных пород. При этом предполагается, что эти же уравнения определяют также деформационное поведение материалов испытанных моделей во всем диапазоне изменения условий в течение опыта.

Конструирование модельного процесса в лабораторных условиях затрудняется также недостаточной разработкой представлений о кинетике процессов тектонического деформирования. Объективный анализ данных геологических наблюдений все более убедительно подтверждает тезис о существенной немонотонности тектонических процессов в земной коре.

Если упрощенно представить осадочную оболочку в виде некоторого относительно пластического слоя, покрывающего подвижный нижний слой, составленный из отдельных жестких глыб, то процесс ее нагружения зависит от режима смещения глыб относительно друг друга. Землетрясения указывают на скачкообразный характер этих смещений, когда на общий фон медленных движений накладываются резкие скачки быстрых смещений. В соответствии с этим на общий процесс медленного нагружения осадочной оболочки накладываются скачки относительно быстрого нагружения. На практике принято медленные движения именовать геологическими, а быстрые сейсмическими.

Вопрос об относительной роли быстрых и медленных нагружений в абсолютной величине деформаций и степени разрушения осадочной оболочки является чрезвычайно сложным. Однако анализ современных движений земной коры показывает [9], что во время скачков нагружений в осадочной оболочке могут формироваться

достаточно законченные геологические структуры даже в течение нескольких часов.

Ввиду немоногоного характера тектонического процесса кривая зависимости тектонических напряжений от времени может быть условно представлена ломаной линией, отдельные отрезки которой отвечают различным скоростям нагружения либо разгрузки (рис. 16). Можно предположить, что вследствие релаксации напряжений в горных породах медленные смещения осадочной толщи протекают в режиме разгрузки (отрезок *de*) либо при почти постоянных напряжениях (отрезки *oa* и *bc* и *gh*). Режим нагружения определяют

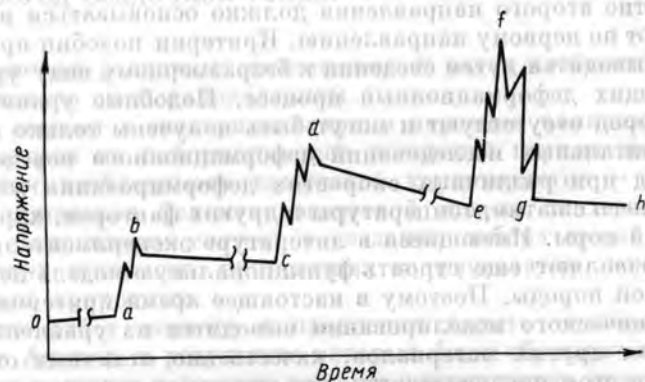


Рис. 16. Гипотетическая кривая изменения тектонических напряжений во времени.

только быстрые смещения типа сейсмических (отрезки *ab*, *cd* и *ef*). Образованию же разрывов либо хрупких сдвигов соответствуют отрезки скачкообразного падения напряжений (отрезок *fg*).

Истинный вид кривой тектонического нагружения должен определяться на основании специальных измерений напряжений в сейсмически активных районах при помощи системы чувствительных датчиков. Только после экспериментального установления этой кривой можно приступать к моделированию процесса тектонического нагружения в лабораторных условиях. В несоблюдении этого требования заключается один из недостатков рассматриваемых выше работ по моделированию.

Для экспериментального изучения деформации пород осадочной толщи при тектоническом нагружении необходимо проводить в основном два вида испытаний.

Первый вид испытаний состоит во всестороннем изучении деформационного поведения пород при скоростях нагружения от обычных статических до быстрых динамических. При этом в первую очередь должно быть изучено деформирование пород при некоторой одной постоянной скорости нагружения. В этих условиях необходимо выяснить влияние вида напряженного состояния, схемы нагружения,

температуры и других факторов на такие важнейшие показатели деформационного поведения горных пород, как условие нарушения упругой устойчивости, модуль остаточной деформации, коэффициенты поперечной деформации, степень нарушения микроструктуры и др. При дальнейшем развитии этих исследований необходимо изучить зависимость указанных выше показателей деформации пород от скорости нагружения в практически возможном (для лабораторных условий) диапазоне ее изменения.

Второй вид испытаний заключается в исследовании деформации пород при различных величинах постоянных либо почти постоянных напряжений, достигаемых в условиях различных скоростей предварительного нагружения. Основная задача этих исследований — выяснение зависимости реологических свойств горных пород (главным образом вязкости) от вида напряженного состояния, схемы нагружения, термодинамической обстановки и условий предварительного нагружения (скорость нагружения, величина напряжений, степень нарушения микроструктуры и др.).

Только после проведения комплекса указанных испытаний можно приступать к конструированию феноменологической либо экспериментальной модели деформирующейся осадочной толщи с учетом данных об истинном характере кривой тектонического нагружения.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ
И ОПИСАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ
СВОЙСТВ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД
В УСЛОВИЯХ ТРЕХОСНЫХ
НАПРЯЖЕННЫХ СОСТОЯНИЙ
И РАЗЛИЧНЫХ ТЕМПЕРАТУР

§ 1. Выбор методов нагружения горных пород при испытании

Анализ форм тектонических структур и разновидностей процессов деформирования и разрушения пород в горных выработках показывает, что деформационные процессы в земной коре характеризуются большим разнообразием видов напряженных состояний.

При современном состоянии изученности деформационных и прочностных свойств горных пород остается неисследованным вопрос о возможности обобщения закономерностей, полученных при некоторых частных схемах нагружения, на более общий случай. С этим связано распространение данных лабораторных испытаний на различные напряженные состояния, встречающиеся на практике.

Здесь не имеются в виду широко обсуждаемые в литературе [7, 13] представления о влиянии так называемого масштабного фактора, так как размеры испытываемых образцов на несколько порядков больше размеров элементов пород (зерен, поровых включений и др.). Вопрос же о трещинной структуре массива в каждом отдельном случае должен быть предметом специального изучения в полевых условиях. Данные таких исследований можно использовать лишь при решении задач о деформационном поведении конкретного массива в целом, что не входит в круг вопросов, изучаемых в данной работе.

Для большинства случаев деформирования и разрушения горных пород в массиве характерно трехосное напряженное состояние. При этом в наиболее типичных условиях вдоль осей действуют только сжимающие напряжения, хотя иногда можно предположить также наличие растягивающих напряжений вдоль одной или двух осей.

Одной из наиболее важных практических задач является установление таких сочетаний главных нормальных напряжений, при которых в массиве горных пород возможно появление трещин отрыва или сдвига либо развитие остаточной деформации. Для этого можно использовать различные теории прочности либо условия пластичности, которые в наиболее общем виде выражаются как

$$f(\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3), \quad (15)$$

где σ_1, σ_2 и σ_3 — соответственно алгебраически наибольшее, среднее и наименьшее главные нормальные напряжения (положительным считается направление действия растягивающего напряжения). К настоящему времени предложено большое число различных выражений для общей зависимости (15), которые именуются обычно теориями прочности [10].

1. Теория наибольшего нормального напряжения. Согласно этой теории нарушение прочности наступает при достижении одним из главных нормальных напряжений, наибольшим по абсолютной величине, некоторого критического значения k .

2. Теория наибольшей упругой деформации. В соответствии с этой теорией нарушение прочности любого типа определяется максимальным положительным упругим удлинением материала. Если упругая деформация

$$\varepsilon_1 = \frac{1}{E} [\sigma_1 - \nu(\sigma_2 + \sigma_3)] \leq \frac{\sigma_1}{E} \quad (16)$$

положительна, то выражение

$$\sigma_1 - \nu(\sigma_2 + \sigma_3) \leq \sigma_u \quad (17)$$

(где ν — коэффициент Пуассона) должно быть равно или меньше, чем положительное предельное «приведенное» напряжение $\sigma_u = \text{const}$.

3. Теория постоянной полной упругой энергии деформации.

4. Теория постоянной упругой энергии формоизменения или теория постоянного октаэдрического касательного напряжения:

$$\tau_0 = \text{const}, \quad (18)$$

где

$$\tau_0 = \frac{1}{3} \sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2}.$$

5. Теория наибольшего касательного напряжения:

$$\tau_{\max} = \text{const}, \quad (19)$$

где

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}.$$

Практика применения этих теорий прочности к горным породам показала, что ни одна из них в представленном выше виде не дает удовлетворительных результатов.

В главе II первой части указывалось, что деформационное поведение горных пород сильно зависит от величины всестороннего сжатия. Это влияние отмечается как в росте величин предела текучести, так и в увеличении модуля пластичности: тангенса угла наклона пластической ветви диаграммы напряжение — деформация к оси деформаций. Величина всестороннего сжатия определяется видом напряженного состояния. Поэтому более удачными в применении к горным породам оказались обобщенные варианты выражений

(18) и (19), правые части которых заменены функциями от величины всестороннего сжатия. В этом случае выражение (18) представляется в виде

$$\tau_0 = f(\sigma_0), \quad (20)$$

где $\sigma_0 = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$ — величина всестороннего сжатия в данной точке тела. Выражение же (19), обобщенное О. Мором, приводится к виду

$$\tau_n = f(\sigma_n), \quad (21)$$

где

$$\tau_n = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta;$$

$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta.$$

Здесь θ — минимальный угол, под которым минимальное главное нормальное напряжение пересекает площадку возможного сдвига.

Произведенные обобщения, однако, не решают полностью поставленной задачи. Анализ известных экспериментальных данных показывает, что на конкретную форму выражений (20) и (21) часто оказывает влияние вид напряженного состояния и, следовательно, указанные теории прочности не отличаются достаточной общностью. Так, например, из данных испытаний при напряженном состоянии $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ (растяжение в условиях всестороннего сжатия) вытекает выражение для теории прочности типа (20) либо (21), резко отличное от соответствующего выражения, построенного на основании данных испытаний при $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ (сжатие в условиях всестороннего сжатия). Поэтому при разработке комплексной методики изучения механических свойств горных пород должна быть предусмотрена возможность всестороннего исследования условий прочности и пластичности, для чего при испытаниях должен применяться достаточный набор схем нагружения.

Учитывая особую роль всестороннего сжатия σ_0 в деформационном процессе, можно предположить, что процесс нарушения упругой устойчивости при сдвиге (хрупкий или пластичный сдвиг) и дальнейшее деформационное поведение породы, характеризуемое модулем пластичности, в значительной степени зависят от того, как изменяется величина σ_0 в процессе увеличения сдвигающего напряжения. Если сдвигающее напряжение представить, как это принято в теории пластичности, интенсивностью касательных напряжений или обобщенным напряжением $\sigma_s = \frac{3}{\sqrt{2}} \tau_0$, то характер нагружения в каждом конкретном случае можно выразить определенной зависимостью

$$f(\sigma_s, \sigma_0) = 0. \quad (22)$$

Комплексная методика испытаний должна предусматривать возможность:

а) управления величиной всестороннего сжатия σ_0 в течение опыта;

б) испытаний при различных формах зависимости (22);

в) контрольных испытаний в условиях, когда вдоль главных осей тензора напряжений действуют не равные друг другу его составляющие;

г) массовых испытаний горных пород.

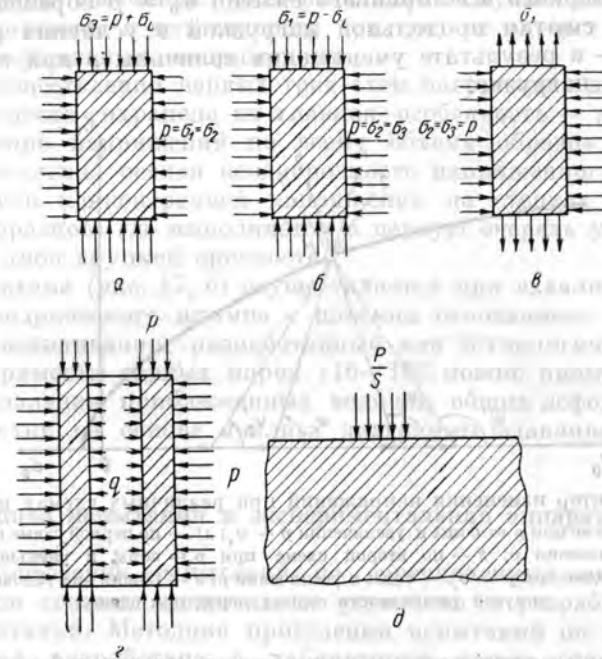


Рис. 17. Схемы нагружения испытываемых образцов.

а — первая схема; б — вторая схема; в — третья схема; г — четвертая схема; д — пятая схема.

В настоящее время не имеется стандартной аппаратуры, которая обеспечила бы проведение испытаний с соблюдением указанных условий. Поэтому для выполнения работ были созданы специальные установки и выбраны (либо разработаны) схемы нагружения образцов.

Схемы нагружения образцов приведены на рис. 17. Первые три из них рассчитаны на испытание образцов в виде сплошных цилиндров.

В первой схеме испытаний (схема Кармана) происходит продольное сжатие образца в условиях бокового давления p ; во второй схеме (схема Бокера) — продольное растяжение образца под действием бокового давления p , превышающего напряжение продольного сжатия; в третьей схеме — растяжение образца под действием

растягивающего продольного напряжения в условиях бокового давления p .

На рис. 18 показано, как может изменяться характер нагружения при различных схемах. Так, при первой схеме нагружения процесс деформирования можно осуществлять как в условиях увеличения всестороннего сжатия σ_0 (линия 1), так и при непрерывном его уменьшении (линия 1'). В первом случае после достижения заданной величины равномерного всестороннего сжатия $\sigma_0 = p$ образец деформируется при сжатии продольной нагрузкой в условиях $p = \text{const}$, во втором — в результате уменьшения величины p при постоянной продольной нагрузке.

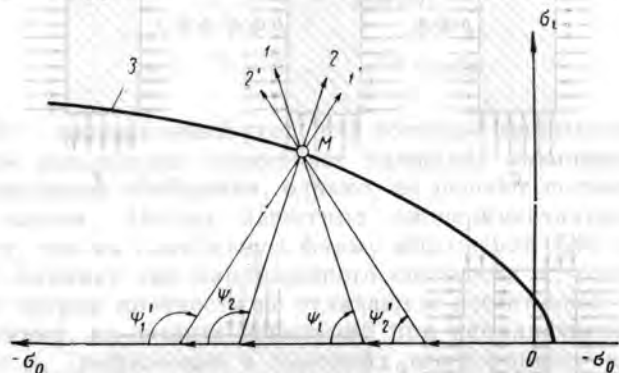


Рис. 18. Характер изменения напряжений при различных схемах нагружения. 1 — по первой схеме при $p = \text{const}$ и увеличении $p + \sigma_0$; 1' — по первой схеме при $p + \sigma_0 = \text{const}$ и уменьшении p ; 2 — по второй схеме при $p = \text{const}$ и уменьшении $p - \sigma_0$; 2' — по второй схеме при $p - \sigma_0 = \text{const}$ и увеличении p ; 3 — общий вид условия нарушения упругой устойчивости горных пород при сдвиге.

При второй схеме нагружения образец может деформироваться как при постоянном боковом давлении p и уменьшающемся продольном сжатии, так и при увеличивающемся боковом давлении p и постоянной продольной сжимающей нагрузке. В первом случае деформирование происходит в условиях уменьшения (линия 2, рис. 18), а во втором — в условиях увеличения (линия 2') всестороннего сжатия σ_0 .

На рис. 18, помимо линий нагружения, приведена также типичная для горных пород предельная кривая (линия 3), характеризующая условие прочности и пластичности. Как видно, точка M этой кривой может быть получена при пересечении ее линиями нагружения под различными углами. Линии нагружения составляют различные углы ψ с осью σ_0 . Углы ψ можно условно назвать углами нагружения. Тангенс угла нагружения

$$\text{tg } \psi = \frac{\Delta \sigma_0}{\Delta p} \quad (23)$$

является одной из характеристик процесса нагружения.

Четвертая схема рассчитана на испытание полых цилиндров. При испытаниях по первому варианту этой схемы торцы образцов, наружная боковая поверхность и поверхность внутренней полости нагружаются независимо друг от друга. Во втором варианте независимыми являются только давления на внутренней и наружной цилиндрических поверхностях образцов, а нагрузка на торцы создается внешним давлением p . В этом случае отмечается плоско-деформированное состояние. Четвертая схема служит для проверки условия прочности и пластичности при трех не равных друг другу главных нормальных напряжениях.

При осуществлении первых трех схем нагружения должна быть по возможности сохранена их главная особенность — равномерное распределение напряжений по всему объему образца. Четвертой схеме свойственна резкая неоднородность напряженного состояния с отчетливой концентрацией напряжений на стенках внутренней полости образцов, где выполняется в первую очередь условие пластичности либо хрупкой прочности.

Пятая схема (рис. 17, д) осуществляется при вдавливании в породу цилиндрического штампа с плоским основанием.

Метод вдавливания, разработанный как технологический метод оценки буримости горных пород [16—18], можно применять также для установления приближенных величин общих деформационных характеристик на основе анализа диаграммы вдавливания.

§ 2. Методика испытаний и экспериментальная аппаратура

Для проведения испытаний по перечисленным выше схемам нагружения созданы специальные установки и разработаны методики испытаний. Методика проведения испытаний по пятой схеме нагружения разработана в лаборатории ранее и опубликована в литературе [16—19].

Испытания по первой схеме нагружения проводят в камере высокого давления, представленной на рис. 19. При этом применяют либо жесткую передачу продольной нагрузки на образец породы 17 (см. рис. 19), либо мягкую передачу через специальные торцовые подушки, описанные в работе [4].

При жесткой передаче цилиндрический образец 17 (диаметр равен 16 мм, высота 32 мм), одетый в тонкостенную (0,4 мм) медную гильзу с выступающими развальцованными краями, собирается на пробке 8 так, что края гильзы надеваются на конические выступы пробки и торцовой накладке 6 и прижимаются к ним гайками 7. Затем на образце устанавливают упругие полукольца с наклеенными на них тензодатчиками для измерения деформаций образца — радиальной Δr и продольной Δz . При этом полукольцо 5 служит для измерения Δr , а полукольцо 15, прикрепляемое к образцу упругими игольчатыми прижимами 3, для измерения Δz . После этого устанавливают нагревательную печь 16 с термопарой 13 и вся сборка

прижимается к пробке 8 нажимным цилиндром 4 с установленным в нем динамометром 2. Пробка 8 с собранными на ней приспособлениями вставляется в камеру и поджимается запорной гайкой 9 с системой уплотнения 12.

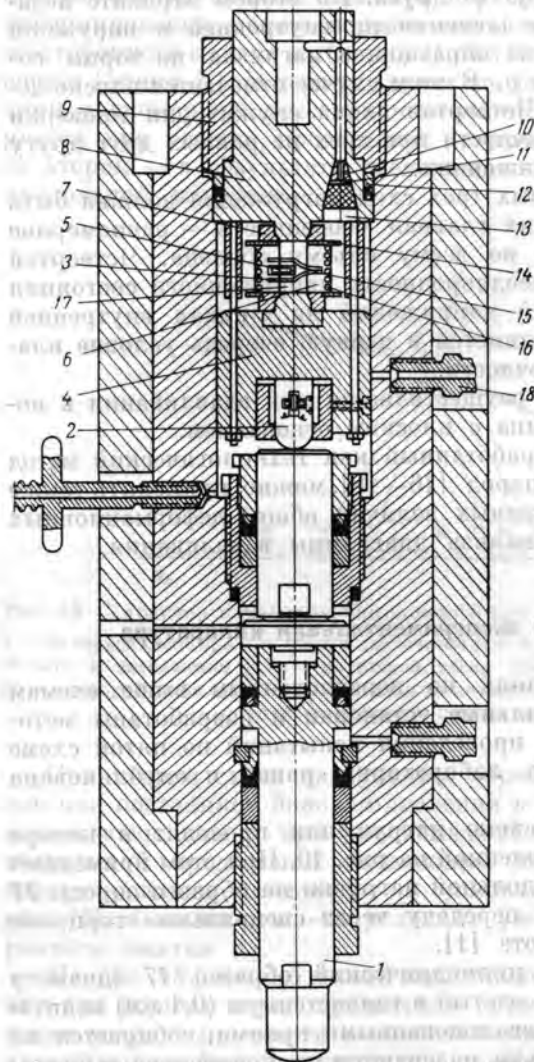


Рис. 19. Камера высокого давления при испытании образцов по первой схеме нагружения.

В собранную таким образом камеру подается давление через штуцер 18, после чего образец нагревается до заданной температуры. На нагретый образец при данном гидростатическом давлении с определенной скоростью передается продольная нагрузка P от стонного пресса через шток 1, динамометр 2, нажимной цилиндр 4 и торцовую накладку 6. В результате этого под влиянием интенсивности касательных напряжений $\sigma_z = \frac{P}{F(1+\varepsilon_0)}$ — p , где F — исходная площадь поперечного сечения образца и ε — поперечная деформация, происходит его деформирование при некотором постоянном боковом давлении p , причем $p = \sigma_z = \sigma_\theta = \sigma_r = \sigma_1$ и $\frac{P}{F} = \sigma_z = \sigma_3$, т. е. нормальные напряжения σ_z , σ_θ и σ_r являются главными нормальными напряжениями σ_3 , σ_2 и σ_1 . Здесь и в других схемах нагружения напряжения представляются в цилиндрической системе координат $z\theta r$, причем ось z всегда совпадает с осью симметрии. Сжимающие напряжения считаются отрицательными, а растягивающие — положительными.

В течение опыта измеряют смещения Δz и Δr в некотором «нейтральном» объеме образца, достаточно удаленном от торцов. Рас-

стояние от торцов точек закрепления упругого измерителя продольной деформации принято 8 мм. Таким образом, длина «нейтральной» части образца равна $z_0 = 16$ мм и диаметр $2r_0 = 16$ мм.

Для проведения испытаний при комнатной температуре на измерительные упругие элементы наклеивали проволочные тензодатчики на бумажной основе с помощью клея БФ-2. Для проведения испытаний при температуре до 300—350° С проволочные датчики наклеивали кремнийорганическим клеем В-58 по методике, разработанной в Институте машиноведения АН СССР [11].

Тензодатчики упругих измерителей соединены в мосты Уинстона. Разбаланс мостов, вызванный изменением P , Δr и Δz в течение опыта, передавались на соответствующие каналы тензометрического усилителя УД-3М и записывались во времени миллиамперметрами — самописцами Н375.

Электрические линии в камеру высокого давления подводятся через специальные электровводы, состоящие из стеклотекстолитового и асбоцементного конического уплотнителя — изолятора 11 (см. рис. 19), через который проходит одновременно несколько проволочек, и конической поддержки 10 из золотофенского известняка. В поддержке высверлены отверстия для свободного пропускания изолированных проволочек.

Нагревательная печь 9 в виде нихромовой спирали собрана на гибком тонкостенном цилиндрике из стеклоткани. Торцы цилиндрика упираются в слюдяные диски 14. Благодаря этому нагревательная камера является достаточно герметичной, что сильно ослабляет токи тепловой конвекции. При температуре образца 300° С корпус камеры имеет температуру менее 50—60° С.

Специальная тарировка упругих измерителей приводит в соответствие величины разбаланса напряжения с величиной измеряемых параметров P , Δz , Δr . Ошибка измерений при обработке экспериментального материала составляет 3,5% для $\Delta r = \Delta z = 0,1$ мм и $P = 100$ кг.

Ошибка измерений температуры равна 3% для $t = 100$ ° С. Ошибка измерения давлений равна 2,5% для $p = 1000$ кг/см².

При мягкой передаче нагрузки P на образец наличие торцовых подушек [1] практически исключает влияние торцов, вследствие этого длина образца может быть уменьшена до 20 мм. Все остальные особенности методики сборки образца и его испытаний аналогичны описанным выше. Компоненты тензора деформаций ε_z , ε_r , и ε_θ определяются как

$$\varepsilon_r = \frac{\Delta z}{z_0},$$

$$\varepsilon_\theta = \varepsilon_r = \frac{\Delta r}{r_0}.$$

Испытания по второй схеме нагружения проводятся в камере высокого давления, представленной на рис. 19. Однако при этом пробка и связанная с ней сборка деталей заменяются сборкой

деталей другой конструкции (рис. 20). Как видно из рис. 20 образец 7 одевается в тонкостенную медную гильзу 8 с утолщениями у его торцов. Развальцованные концы гильзы прижимаются гайками 9 к коническим наконечникам штока 2 и торцового упора 10. Шток 2 выходит из испытательной камеры через отверстие в пробке 3 и уплотняется специальным сальником 4 из графитовой смазки. Камера сальника закрывается крышкой, навинчиваемой на пробку 3.

Верхний торец штока 2 упирается в упор 1 верхней плиты пресса ПГ-100. При испытании образца по второй схеме его нижний торец

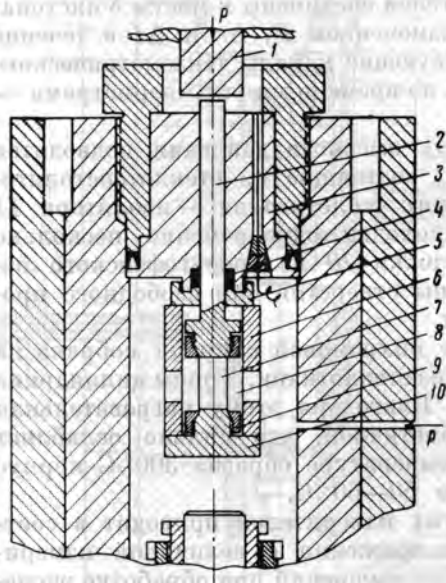


Рис. 20. Сборка камеры высокого давления при испытании образцов по второй схеме нагружения.

при жесткой передаче нагрузки на образец. Аналогично описанному выше определяются также все напряжения и деформации образца.

Испытание по третьей схеме производится в установке, приведенной на рис. 21. Образец породы 8, покрытый предварительно пленкой из расплавленной мendeleeвской замазки, скрепляется при помощи той же замазки в единое целое со штоком 6 и упором 9. После этого на образец надевается упорное кольцо 7 и шток 6 вставляется во втулку 5, на которую ранее было надето манжетное уплотнение 4 и навинчена упорная втулка 11. Вся сборка вставляется в поршень 12, который свинчивается со штоком 6. В сборке предусмотрено, чтобы втулка 5 и поршень 12 не проворачивались относительно друг друга. После этого вся сборка вставляется в корпус 3 и скрепляется с ним резьбой на втулке 5. Боковое гидростатическое

давление p на образец подводится через штуцер 10. Продольное растягивающее напряжение создается давлением жидкости, создаваемым поршнем 1 в цилиндре 2. Для перемещения поршня 1 используется ручной пресс, на нижнюю плиту которого устанавливается корпус 3. Поршень 1 упирается в верхнюю плиту пресса. Максимальная нагрузка на поршень 1 определяется манометром ручного пресса, а постоянное давление p на образец во время опыта показывает образцовый манометр. Ввиду хрупкого характера разрушения при разрыве деформация образца не измеряется.

Четвертая схема нагружения осуществляется на установке, представленной на рис. 22. Образец породы 1 по наружной и внутренней цилиндрическим поверхностям (как и при других схемах нагружения) изолируется от жидкости, создающей давление, тонкостенными медными оболочками, уплотняемыми коническими зажимами.

При испытании образца сначала создается давление $q = p$ и образец нагревается до заданной температуры. После этого при закрытых вентилях 7 и 8 при помощи спускового вентиля 10 с заданной скоростью уменьшается давление q внутри полости образца, в результате чего образец деформируется. Деформации образца Δb на наружной цилиндрической поверхности и Δa на внутренней цилиндрической поверхности фиксируются упругими измерителями 2 и 3, а давление q — манганиновым манометром 9. Напряженное состояние образца в упругом состоянии на стенке внутренней полости имеет вид:

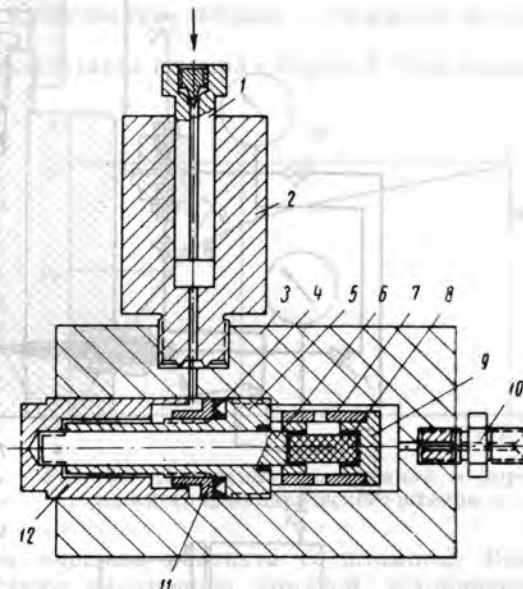


Рис. 21. Установка для испытаний пород по третьей схеме нагружения.

$$\sigma_{\theta} = \frac{pb^2 - qa^2}{b^2 - a^2} + \frac{(p - q)b^2}{(b^2 - a^2)},$$

$$\sigma_r = \frac{pb^2 - qa^2}{b^2 - a^2} - \frac{(p - q)b^2}{b^2 - a^2}, \quad (24)$$

$$\sigma_s = p \frac{b^2}{b^2 - a^2}.$$

Интенсивность упругих касательных напряжений на стенке внутренней полости (при $r = a$) равна

$$\sigma_t = \sqrt{\frac{6b^4(p-q)^2 + 2a^4q^2}{2(b^2-a^2)}} \quad (25)$$

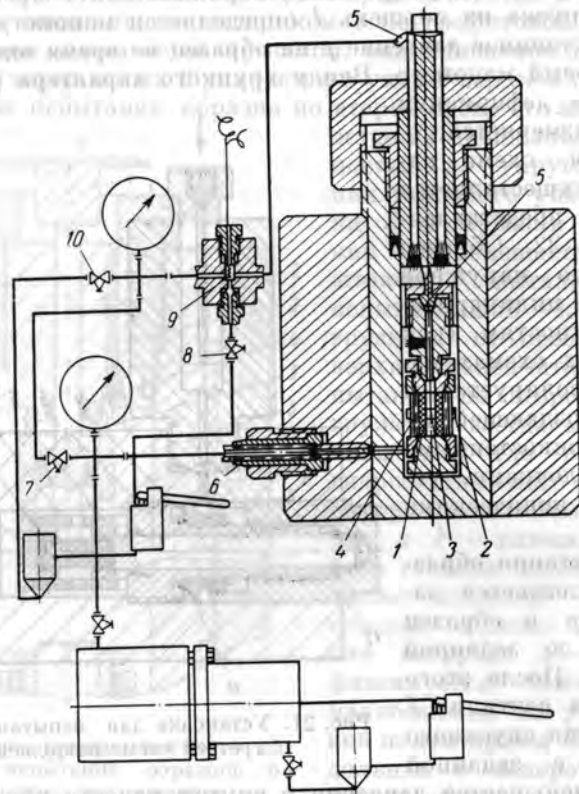


Рис. 22. Установка для испытаний пород по четвертой схеме нагружения.

1 — образец породы; 2, 3 — упругие измерители; 4 — нагревательная печь; 5 — трубка для подвода во внутреннюю полость образца; 6 — штуцер для подвода в камеру высокого давления p ; 7, 8, 10 — вентили; 9 — манганиновый манометр.

Всестороннее сжатие на стенке внутренней полости равно

$$\sigma_0 = \frac{1}{3} \frac{3pb^2 - 2qa^2}{b^2 - a^2} \quad (26)$$

Пятая схема нагружения, отличающаяся от перечисленных выше схем простотой методики испытаний, осуществляется на выпускаемом промышленностью полуавтоматическом приборе УМП-3 [12, 17]. Этот метод испытаний при вдавливании штампа рассчитан на получение массовой информации, которая имеет, однако, при-

ближенный характер. Последнее обстоятельство объясняется резкой неоднородностью напряженного и деформированного состояний породы под штампом, причем поведение породы в этих условиях описывается во время опыта одной лишь графической зависимости между нагрузкой P на штамп и глубиной e его внедрения в породу (рис. 23). На этой диаграмме выявляются две характерные точки, соответствующие резкому изменению характера рассматриваемой зависимости. Первая из этих точек отвечает условному пределу текучести $p_0 = \frac{P_0}{F}$ при вдавливании, вторая — твердости породы $p_m = \frac{P_m}{F}$, где F — площадь контакта штампа с породой. При помощи

диаграммы вдавливания определяется также коэффициент пластичности породы $k = \frac{\text{пл. } OACD}{\text{пл. } OBE}$. Чем больше коэффициент k , тем больше пластичность породы. При отсутствии разрушения в условиях вдавливания $k = \infty$.

Диаграмма вдавливания характеризует деформационное поведение некоторого объема породы, близкого по форме к цилиндрическому, верхним торцом которого является площадь контакта со штампом. Величины p_0 и p_m соответствуют нарушению упругой устойчивости этого цилиндрического объема, при котором все его поперечное сечение вовлекается в неупругое деформирование либо разрушение.

Напряженное состояние породы, соответствующее этому процессу, характеризуется некоторой парой предельных величин σ_t и σ_0 , определяющих одну точку на кривой нарушения упругой устойчивости породы. Формулы для выражения величин σ_t и σ_0 через величины p_0 либо p_m могут быть получены в предположении, что нарушение упругой устойчивости цилиндра происходит в результате распространения по всему его сечению некоторой зоны пластического или хрупкого сдвига.

В § 2 главы XVII показано, что такое допущение является достаточно обоснованным. Благодаря этому предположению для определения величины σ_t и σ_0 можно воспользоваться решением пластической задачи для штампа, данным Прандтлем [15]. Для σ_t и σ_0 имеем следующие выражения:

$$\begin{aligned} \sigma_t &= 1,51 (p_e + \sigma_0), \\ \sigma_0 &= \frac{0,5\sigma_c + 0,33\sigma_c \operatorname{tg} \delta - 0,705p_e}{0,705 + \operatorname{tg} \delta}, \end{aligned} \quad (27)$$

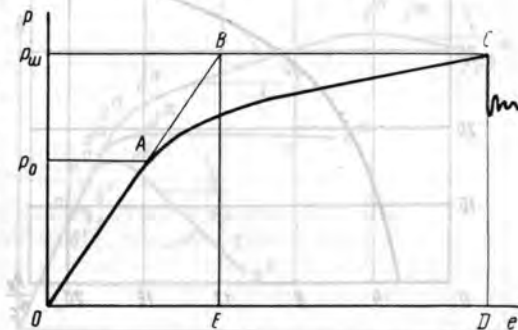


Рис. 23. Диаграмма вдавливания в породу плоского цилиндрического штампа.

где p_k — либо предел текучести p_0 (для пластично-хрупкой породы), либо твердость p_m (для хрупкой породы) при вдавливании штампа. Угол δ определяется из выражения

$$\frac{\sin \delta}{(1 + \sin \delta) e^{\tau \operatorname{tg} \delta} - (1 - \sin \delta)} \frac{p_k}{\sigma_c} = 1. \quad (28)$$

На практике удобно пользоваться графическим выражением зависимости (28) в координатах $\delta, \frac{p_k}{\sigma_c}$ (рис. 24). Зная сопротивление

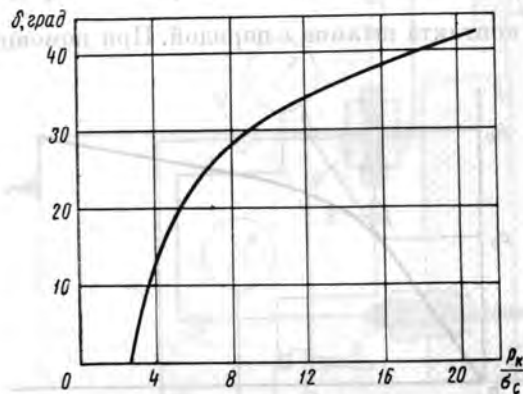


Рис. 24. Вспомогательная кривая для определения характеристик пологости предельной кривой (угол δ) по данным испытаний пород при вдавливании (p_k) и одноосном сжатии (σ_c).

породы σ_c при одноосном сжатии и характеристику нарушения упругой устойчивости породы при вдавливании (p_0 либо p_m), можно определить угол δ на рис. 24, а затем воспользовавшись выражениями (27) и (28) установить одну точку на предельной кривой, типа кривой 3 на рис. 18. Эта точка находится в области сравнительно больших величин всестороннего сжатия σ_0 .

В предельном случае для так называемых хрупких пород (т. е. при $k = 1$), когда угол δ достигает величин $\delta = 35 \div 40^\circ$, выражения (27) принимают вид:

$$\begin{aligned} \sigma_i &= 0,6(p_0, p_m), \\ \sigma_0 &= 0,4(p_0, p_m). \end{aligned} \quad (29)$$

Такие же величины для σ_i и σ_0 получаются и на основании упругого решения задачи о вдавливании штампа (более подробно об этом см. в главе XI).

В этом случае для определения σ_i и σ_0 достаточно одних только данных, получаемых при обработке диаграммы вдавливания.

§ 3. О возможностях формализованной обработки результатов испытаний горных пород

Первичными данными испытаний образцов горных пород при всех схемах нагружения (кроме пятой) являются зависимости между деформациями и интенсивностью касательных напряжений для различных начальных значений всестороннего сжатия σ_0 . Как видно

из рис. 18, последнее условие означает, что линии нагружения начинаются в различных точках оси σ_0 при $\sigma_i = 0$.

Обработка данных испытаний по первой схеме нагружения показывает, что для горных пород в условиях объемно-напряженного состояния в простейшем виде (т. е. при отсутствии влияния температуры, времени и других факторов) характерна следующая зависимость:

$$\sigma_i = f(\epsilon, \sigma_{0p}), \quad (30)$$

где σ_{0p} — гидростатическое сжатие в начальный момент нагружения, когда касательные напряжения в образце равны нулю.

В этом главное отличие горных пород от металлов, для которых влияние σ_{0p} ничтожно и общая зависимость между напряжениями и деформациями имеет вид:

$$\sigma_i = f(\epsilon_i).$$

Следовательно, деформационные свойства металлов практически определяются одной диаграммой напряжения — деформация, например диаграммой для одноосного растяжения.

Для полного же описания деформационных свойств горных пород требуется большое число диаграмм (для каждого значения σ_{0p} отдельная диаграмма), как это следует из выражения (30).

Опыт изучения деформационных свойств различных пород показывает, что на диаграмме напряжение — деформация обычно отражаются закономерности протекания различных процессов, следующих друг за другом. При этом внутри каждого отдельного процесса для самых различных пород устойчиво выдерживаются одни и те же закономерности деформирования. Таким образом, диаграмму напряжение — деформация всегда можно разделить на отдельные участки, где каждый участок кривой отвечает типичному процессу. Более удобно в дальнейшем называть такие процессы просто стадиями общего процесса деформирования, которые представлены на рис. 25.

Отрезкам $oa^I, oa^{II}, oa^{III}, oa^{IV}$ отвечает упругое деформирование, где форма диаграммы определяется упругими константами материала, а общая деформация распределяется по всему объему образца породы.

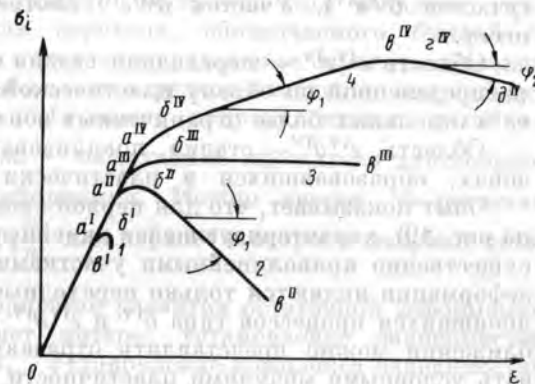


Рис. 25. Схема разделения диаграмм деформаций на участки, отвечающие типичным стадиям процесса.

1, 2, 3 и 4 — кривые деформации для различных величин начального всестороннего сжатия σ_{0p} .

Отрезки $a^I b^I$, $a^{II} b^{II}$, $a^{III} b^{III}$, $a^{IV} b^{IV}$ характеризуют переходную стадию, приводящую либо к существенно необратимой деформации (хрупкий или пластичный сдвиг — см. $a^{II} b^{II}$), либо к образованию бегущей трещины разрушения (скол, трещина отрыва — см. $a^I b^I$).

Отрезкам $b^I e^I$, $b^{II} e^{II}$, $b^{III} e^{III}$, $b^{IV} e^{IV}$ отвечает стадия остаточной деформации. Вид диаграммы в этом случае существенно зависит от распределения остаточной деформации в объеме породы. При ее локализации в узких зонах развитие процесса идет при падении напряжения (участок $b^{II} e^{II}$). При равномерном распределении деформации в объеме породы (пластичный сдвиг) наблюдается деформационное упрочнение, сопровождающееся увеличением напряжений (участок $b^{IV} e^{IV}$). Участок $b^{III} e^{III}$ соответствует равновесному процессу.

Область $e^{IV} z^{IV}$ — переходная стадия от относительно равномерно распределенной по объему пластической деформации к локализации ее в отдельных более ограниченных зонах.

Область $z^{IV} \partial^{IV}$ — стадия локализованной деформации в узких зонах, образовавшихся в пластически деформированном объеме.

Опыт показывает, что для первой схемы нагружения (см. линия I на рис. 19), характеризующейся линейным увеличением σ_i с ростом σ , существенно криволинейными участками диаграммы напряжение — деформация являются только переходные области. Области же установившихся процессов типа b^{IV} и $z^{IV} \partial^{IV}$ с достаточной степенью приближения можно представлять отрезками прямых и характеризовать условными модулями пластичности (E_1 для области $b^{IV} e^{IV}$ и E_2 для области $z^{IV} \partial^{IV}$). Для дальнейшего упрощения можно свести область типа $e^{IV} z^{IV}$ к некоторой усредненной точке, поскольку здесь переход осуществляется в пределах одного и того же пластического состояния.

На практике удобно применять специальные обозначения для напряжений σ_i , отвечающих характерным точкам на диаграмме деформации. Так, напряжения, соответствующие точкам a^I , a^{II} , a^{III} и т. д., можно обозначать символом $\sigma_{i\alpha}$ и именовать пределом текучести. Напряжения, отвечающие точкам, в которых $\frac{d\sigma_i}{d\varepsilon} = 0$ можно обозначить символом σ_{ic} и именовать максимальной прочностью. Деформацию, соответствующую разности напряжений $\sigma_{ic} - \sigma_{i\alpha}$, можно обозначить символом ε_{sc} .

Как видно из рис. 18, разница между схемами нагружения заключается в характере зависимости между σ_i и σ_0 . Для первых трех схем нагружения эта зависимость является линейной типа

$$\sigma_i = (\sigma_0 - \sigma_{0p}) \operatorname{tg} \psi, \quad (31)$$

где угол ψ (угол нагружения) является постоянным параметром данной схемы нагружения, а величина σ_{0p} — переменным параметром.

Если для одной и той же схемы нагружения $\psi = \text{const}$, то характер диаграммы $\varepsilon = f(\sigma_i)$ определяется одним параметром σ_{0p} .

В случае же схемы нагружения, для которой $\sigma_{0p} = 0$, параметром процесса деформации является угол ψ (типичный пример так называемого пропорционального нагружения).

Выше отмечалось, что диаграмму деформации горных пород при объемно-напряженном состоянии можно приближенно представить в виде ломаной линии, причем угловые коэффициенты каждого отрезка этой линии можно назвать модулями деформации. Модули деформации являются тангенсами соответствующих углов φ (см. рис. 25).

На рис. 18 приведена только одна предельная кривая (линия \mathcal{E}). На рис. 25 она соответствует точкам типа a . Из рис. 25 видно, что такие кривые можно построить для каждого типа предельного перехода (для перехода, обозначаемого буквой b , буквой e и т. д.). Наиболее интересны предельные переходы в точках a и e , поскольку в них наблюдается резкое изменение модулей деформаций. Под модулем деформации подразумевается величина $\frac{\Delta\sigma_i}{\Delta\varepsilon} = \operatorname{tg} \varphi \frac{m_\sigma}{m_\varepsilon}$, где m_σ и m_ε — масштабные множители для координатных осей диаграмм деформации. Можно ввести обозначения $k_1 = \operatorname{tg} \varphi_1 \frac{m_\sigma}{m_\varepsilon}$ и $k_2 = \operatorname{tg} \varphi_2 \frac{m_\sigma}{m_\varepsilon}$ для первого и второго модулей остаточной деформации.

При изучении закономерностей развития остаточной деформации горных пород представляет интерес установление зависимостей между величинами φ , ψ и σ_{0p} . Установление комплекса зависимостей между этими величинами позволит выявить общие закономерности остаточной деформации горных пород, инвариантные по отношению к типу напряженного состояния при данных скорости нагружения и температуре.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА
ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Исследования, результаты которых представлены в этой главе, проводились при скорости нагружения $\frac{\Delta\sigma_i}{\Delta t} = 15 \div 20 \text{ кг/см}^2/\text{сек}$. Сведения о минералогическом составе и структуре всех испытанных пород приведены ниже¹, поэтому в других таблицах и на рисунках приводится только шифр пород.

Одна из основных задач при деформировании образцов заключалась в том, чтобы довести каждый образец до состояния, при котором начинается разрушение. Такое состояние образца обычно улавливается в течение опыта достаточно четко, поскольку в этом случае продольная нагрузка начинает падать при любом увеличении скорости нагружения — образец перестает «воспринимать» нагрузку. После извлечения из камеры на боковой поверхности таких образцов наблюдались сдвиговые полосы, свидетельствующие о наступлении процесса локализации пластической деформации, ведущей к разрушению. Полосы сдвига, составляющие с направлением максимального сжимающего напряжения σ_3 угол θ , называются углами сдвига. Эти углы являются важной механической характеристикой горных пород.

§ 1. Влияние схем нагружения на показатели деформационных свойств

Анализ экспериментальных данных показывает, что специфическое влияние схем нагружения на условия нарушений упругой устойчивости горных пород путем сдвига определяется главным образом двумя особенностями.

Первая из этих особенностей заключается в ориентировке по отношению к образцу некоторой поверхности n наибольших значений $\frac{\tau_n}{\sigma_n}$, где τ_n и σ_n — соответственно касательное и нормальное напряжения на площадках, касательных к этой поверхности.

¹ В табл. 8—11 приводится подробное описание всех испытанных пород, шифр которых встречается в тексте, на рисунках и в других таблицах данного раздела.

Вторая особенность заключается в форме зависимости между σ_1 и σ_3 в процессе нагружения по данной схеме.

При плоском или осесимметричном напряженном состоянии имеем зависимость

$$\frac{\tau_n}{\sigma_n} = \frac{\left(1 - \frac{\sigma_1}{\sigma_3}\right) \sin \beta}{(1 - \cos 2\beta) + \frac{\sigma_1}{\sigma_3} (1 - \cos 2\beta)}, \quad (32)$$

где β — угол между площадкой n и направлением действия наибольшего сжимающего напряжения σ_3 . Приравняв

$$d\left(\frac{\tau_n}{\sigma_n}\right) \text{ к нулю производную } \frac{d\left(\frac{\tau_n}{\sigma_n}\right)}{d\beta},$$

можно получить условие максимума для отношения $\frac{\tau_n}{\sigma_n}$:

$$\frac{\sigma_3 - \sigma_1}{\sigma_3 + \sigma_1} = \cos 2\beta. \quad (33)$$

Из выражения (33) следует, что угол β (а следовательно, и угол сдвига θ) не может быть больше 45° . Минимальное значение этого угла при $\sigma_1 = 0$ и максимальное, близкое к 45° , при $\sigma_1 \rightarrow \sigma_3$, т. е. в условиях высокого всестороннего сжатия, по сравнению с которым прочность породы является сравнительно малой величиной.

Площадка сдвига закономерно составляет небольшие ($\ll 45^\circ$) углы с максимальным сжимающим напряжением σ_3 .

При испытании образцов по первой схеме σ_3 совпадает с осью образца, при испытании по второй схеме σ_3 перпендикулярно к оси образца.

Если порода характеризуется, например, сланцеватостью, то деформационные характеристики при рассматриваемых схемах нагружения будут резко различными. На рис. 26, б приведены данные для доломита Д. 1562, характеризующегося слоистостью по плоскостям, перпендикулярным к оси образца.

Как видно из рис. 26, б, критическое напряжение сдвига по площадкам, составляющим меньшие углы с плоскостями слоистости (вторая схема нагружения), значительно меньше соответствующих напряжений, полученных при первой схеме нагружения.

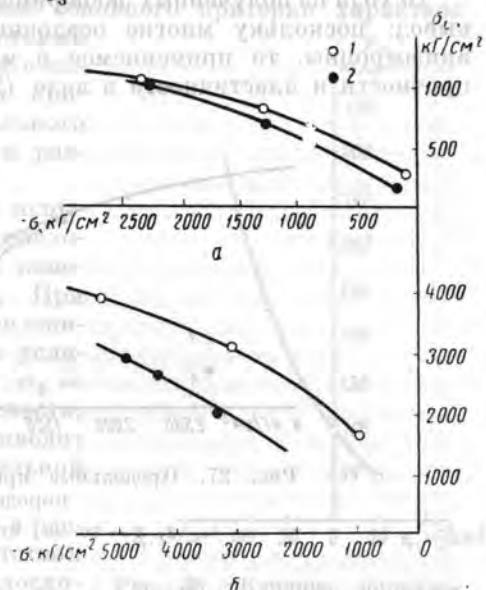


Рис. 26. Предельные кривые, полученные при различных схемах нагружения для анизотропных пород.

1 — данные испытаний, полученные при первой схеме нагружения; 2 — данные испытаний, полученные при второй схеме нагружения.

Для малопрочной высокопластичной сланцевой породы Гл. 825 указанный эффект быстро уменьшается с ростом всестороннего сжатия (рис. 26, а). Одной из основных причин этого уменьшения следует считать падение роли анизотропии пород при больших величинах всестороннего сжатия, поскольку при любом напряженном состоянии в этом случае угол наклона площадки сдвига стремится к одной и той же величине — 45° .

Исходя из полученных экспериментальных данных, можно сделать вывод: поскольку многие осадочные породы в различной степени анизотропны, то применяемое в механике горных пород условие прочности и пластичности в виде (20) либо (21) необходимо суще-

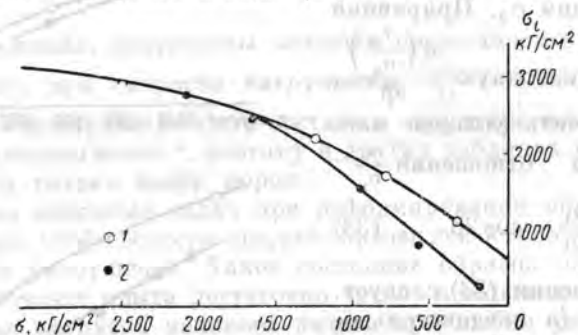


Рис. 27. Предельные кривые для изотропной породы.

1, 2 — то же, что на рис. 26.

ственно дополнить. Для осесимметричных и плоских напряженных состояний в качестве дополнительного условия можно использовать выражение (33), позволяющее устанавливать ориентировку поверхности возможного хрупкого или пластического сдвига по отношению к соответствующим осям структуры деформируемой породы.

Если предположить, что среднее по величине главное нормальное напряжение σ_2 оказывает влияние только на величину напряжения сдвига и не влияет существенно на ориентировку площадки сдвига, то можно распространить условие (33) на все возможные схемы нагружения.

Величины τ_0 и σ_0 , полученные в результате испытаний анизотропной породы при одном напряженном состоянии, будут соответственно равны величинам τ и σ_0 , найденным при другом виде напряженного состояния, при условии, если значения углов β , рассчитанные в обоих случаях на основании формулы (33), обеспечивают одинаковую ориентировку площадок сдвига в системе осей анизотропии породы.

Влияние анизотропии породы не исчерпывает различия между значениями τ_0 для неодинаковых напряженных состояний. На рис. 27 приведены данные испытаний изотропной породы Ан. 1480 при пер-

вой и второй схемах нагружения. Как видно из рис. 27, в области относительно небольших значений $|\sigma_0|$ отмечается достаточное расхождение в предельных величинах τ_0 для применяемых схем нагружения. Относительное значение этого расхождения тем больше, чем меньше величина всестороннего сжатия σ_0 .

Для выяснения основной причины этих расхождений было проведено специальное изучение характера разрушения горных пород в различных случаях. В качестве основного критерия характера разрушения был взят угол, который площадка разрушения составляет с направлением σ_1 . Дополнительным критерием служили данные визуального изучения «рельефа» поверхности разрушения.

Это изучение образцов после испытаний показало, что указанные расхождения связаны с качественным изменением характера разрушения. При небольших значениях продольного сжимающего напряжения σ_1 сдвиг в условиях высокого бокового сжатия $\sigma_2 = \sigma_3$ сменяется отрывом в плоскости, перпендикулярной к σ_1 . Это приводит к резкому уменьшению предельной величины σ_1 при данном σ_0 .

Поскольку отрыв развивается в рассматриваемом случае при отсутствии растягивающих напряжений в плоскости отрыва, то естественно считать, что он обусловлен предельной величиной деформации растяжения. Эта деформация вызвана действием больших сжимающих напряжений $\sigma_2 = \sigma_3$ в поперечном направлении.

Оценку условий разрушения в данном случае следовало бы производить при помощи теории наибольшей упругой деформации (см. § 1 главы IV). Однако согласно этой теории величина приведенного растягивающего напряжения в направлении отрыва должна оставаться в любых условиях постоянной ($\sigma_n = \text{const}$). Обработка же результатов проведенных испытаний показала (рис. 28), что $\sigma_n \neq \text{const}$. Как видно из рис. 28, в действительности приведенное напряжение σ_n резко изменяется от величины напряжения σ_1 , действующего на площадке отрыва. С увеличением отрицательной величины напряжения σ_1 (отрицательное направление — направление сжатия) приведенное растягивающее напряжение σ_n , соответствующее развитию отрыва, сильно возрастает. При некоторой еще относительно небольшой отрицательной величине σ_1 величина $\sigma_n = \varphi(\sigma_1)$ становится настолько большой, что при возникшем напряженном состоянии более вероятным становится уже сдвиг.

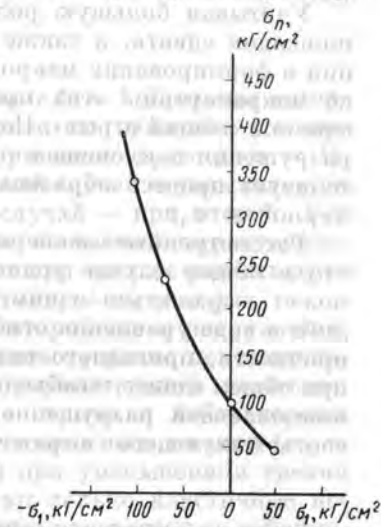


Рис. 28. Влияние нормального напряжения на площадке отрыва σ_1 на предельную величину приведенного растягивающего напряжения σ_n .

Плоскость сдвига составляет с направлением σ_1 не 90° , как при отрыве, а угол, меньший 90° . При дальнейшем увеличении отрицательной величины σ_1 этот угол непрерывно уменьшается, стремясь к 45° . Основной причиной нарушения упругой устойчивости для случаев, когда площадка разрушения в общем не перпендикулярна к σ_1 , становится сдвиг, а результаты испытаний достаточно точно ложатся на предельную кривую, полученную на основании данных испытаний породы по первой схеме нагружения.

Учитывая большую роль микротрещин в формировании макроплощадок сдвига, а также возможную роль пластической деформации в формировании макроплощадок отрыва, было решено при оценке макрокартины этих процессов пользоваться терминами «общий сдвиг» и «общий отрыв». Первый относится к случаю, когда площадка разрушения наклонена к σ_1 под углом, меньшим 90° , второй характеризует процесс образования площадки разрушения, перпендикулярной к σ_1 .

Рассмотренные экспериментальные данные позволяют считать, что в общем случае условие нарушения упругой устойчивости не может выражаться одним только паспортом прочности в виде (20) либо в виде уравнения огибающей кругов Мора (21). Кроме паспорта прочности, пригодного только для описания сопротивления породы при общем сдвиге, необходимо располагать также теорией прочности, описывающей разрушение породы при общем отрыве. В качестве соответствующего выражения можно пользоваться зависимостью

$$\sigma_n = \varphi(\sigma_1), \quad (34)$$

представленной на рис. 28. Как и в выражениях типа (20) и (21), здесь имеет место зависимость некоторого критического обобщенного напряжения, вызывающего нарушение упругой устойчивости, от напряжения, нормального к площадке, в которой происходит это нарушение. Теорию прочности, основанную на использовании выражения (34), можно называть обобщенной теорией приведенного растягивающего напряжения и записывать в более развернутом виде:

$$\sigma_1 - \nu(\sigma_2 + \sigma_3) = \varphi(\sigma_1). \quad (35)$$

Конкретный вид функции $\varphi(\sigma_1)$ для каждой породы определяется экспериментальным путем при испытаниях по второй и третьей схемам нагружения. Для проведения испытаний можно рекомендовать установку, представленную на рис. 20, которая отличается простотой изготовления и малыми габаритными размерами.

Одной из важных задач является разграничение областей применения зависимостей (20) и (34). Наиболее общий признак для такого разграничения заключается в характере разрушения (сдвиг или отрыв). Этот признак является определяющим при обработке данных относительно простых испытаний горных пород в лабораторных условиях, поскольку имеется возможность визуального изучения продуктов разрушения. Однако при аналитической оценке ус-

ловий нарушения упругой устойчивости при сложном напряженном состоянии на практике необходимо располагать соответствующими граничными условиями.

Одной из общих характеристик вида напряженного состояния является так называемый коэффициент Лодэ μ :

$$\mu = \frac{\sigma_2 - \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}}{\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}}. \quad (36)$$

Коэффициент Лодэ изменяется в интервале $1; -1$. Границы интервала соответствуют случаям, когда среднее по величине главное нормальное напряжение σ_2 равно либо напряжению σ_1 (тогда $\mu = 1$), либо напряжению σ_3 (тогда $\mu = -1$). Первый случай осуществляется при первой схеме нагружения, второй случай — при второй. Все остальные возможные виды напряженных состояний характеризуются неравенством $1 < \mu < -1$ и возникают при трех не равных друг другу главных нормальных напряжениях ($\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$).

Разрушение отрывом наблюдается при второй схеме нагружения, в условиях, когда максимальное напряжение σ_1 равно положительной величине, нулю, либо небольшой отрицательной величине. Для большинства горных пород явление отрыва в лабораторных условиях наблюдается также в условиях одноосного сжатия ($\sigma_2 = \sigma_3 = \sigma_1 = 0$ при первой схеме нагружения) при уменьшенном трении на торцах образца (исключение составляют только пластичные породы, которые до разрушения дают заметную пластическую деформацию). В этом случае образец раскалывается по плоскостям, проходящим через ось продольного сжатия. Однако уже при незначительном поперечном сжатии ($\sigma_2 = \sigma_3 < 0$) образец в указанных условиях начинает разрушаться в результате сдвига по плоскостям, составляющим острый угол с осью продольного сжатия. С ростом отрицательной величины напряжений $\sigma_2 = \sigma_3$ этот угол увеличивается, стремясь к предельной величине 45° .

Возможность разрушения путем отрыва при других видах напряженных состояний (т. е. при $-1 < \mu < 1$) экспериментально не устанавливалась ввиду трудностей, связанных с созданием в лабораторных условиях однородного объемного напряженного состояния при не равных друг другу главных нормальных напряжениях ($\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$). На данном этапе изучения рассматриваемых здесь вопросов обобщенную теорию приведенного растягивающего напряжения можно рекомендовать для этих напряженных состояний лишь в виде предположения.

Приняв коэффициент Лодэ μ в качестве основной характеристики напряженного состояния, можно попытаться установить условия, определяющие переход отрыва в сдвиг. Независимой переменной в этих условиях должна быть величина напряжения σ_1 . Критическое значение $\sigma_1^{пр}$, соответствующее переходу отрыва в сдвиг, при данной

величине $\mu = c$ определяется из следующей системы уравнений:

$$\begin{aligned} \sigma_i &= f(\sigma_0), \\ \sigma_{ii} &= \varphi(\sigma_1), \\ \mu &= c \end{aligned} \quad (37)$$

или в более развернутом виде

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} \sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2} &= f\left(\frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}\right), \\ \sigma_1 - \nu(\sigma_2 + \sigma_3) &= \varphi(\sigma_1), \\ \sigma_2 - \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} &= c, \\ \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} &= c. \end{aligned} \quad (38)$$

Для напряженных состояний типа $\mu = \pm 1$ система уравнений (38) значительно упрощается. Так, при $\mu = -1$ она имеет вид:

$$\begin{aligned} \sigma_1 - \sigma_3 &= f\left(\frac{\sigma_1 + 2\sigma_3}{3}\right), \\ \sigma_1 - 2\nu\sigma_3 &= \varphi(\sigma_1), \end{aligned} \quad (39)$$

а при $\mu = 1$

$$\begin{aligned} \sigma_1 - \sigma_3 &= f\left(\frac{2\sigma_1 + \sigma_3}{3}\right), \\ \sigma_1(1 - \nu) - \nu\sigma_3 &= \varphi(\sigma_1). \end{aligned} \quad (40)$$

Поскольку величина $|\sigma_1|$ при отрыве во много раз меньше $|\sigma_3|$, то, как это видно из сравнения систем уравнений (39) и (40), переход отрыва в сдвиг при напряженном состоянии с $\mu = 1$ должен произойти при значительно большем напряжении σ_1 (в алгебраическом отношении), чем при напряженном состоянии с $\mu = -1$. Действительно, при одном и том же $\sigma_{ii} = \varphi(\sigma_1)$ величина σ_3 для напряженного состояния с $\mu = 1$ почти в 2 раза больше величины σ_3 (по абсолютной величине) для напряженного состояния с $\mu = -1$ при одинаковом σ_1 . Поэтому

$$\left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)_{\mu=1} \approx 2 \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right)_{\mu=-1} \quad (41)$$

и, следовательно, в первом случае касательные напряжения в 2 раза больше, чем во втором случае, при одной и той же величине σ_1 .

Таким образом, для каждого значения μ , характеризующего тип напряженного состояния, существует своя величина $\sigma_1^{кр}$, при которой осуществляется переход отрыва в сдвиг.

Система уравнений (37) представляет комплексную теорию прочности, определяющую наступление предельного напряженного состояния как в результате общего сдвига, так и общего отрыва. Первое из уравнений (37) можно именовать условием текучести, вто-

рое — условием разрушения. Третье из этих уравнений конкретизирует вид напряженного состояния.

Инвариантность первого из уравнений (37) по отношению к величине μ соблюдается лишь для случаев, когда ε_1 тоже инвариантно. Здесь ε_1 — деформация растяжения в момент зарождения необратимого сдвига.

Комплексной теории прочности можно дать следующую графическую интерпретацию (рис. 29). Точка M является точкой перехода отрыва в сдвиг при данном виде напряженного состояния (при данной величине μ).

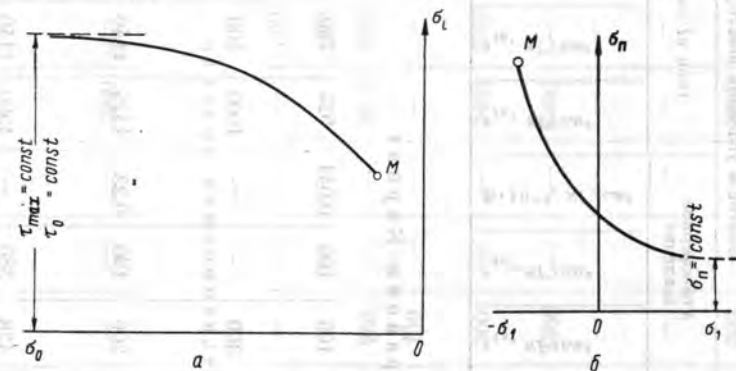


Рис. 29. Графическое представление комплексной теории прочности.

a — условие текучести; b — условие разрушения.

При $\sigma_0 \rightarrow -\infty$ условие текучести (20) переходит в условие (18), а условие (21) — в (19). При $\sigma_3 \geq 0$ (т. е. когда в теле отсутствуют сжимающие напряжения) условие разрушения (34) переходит в условие $\sigma_{ii} = \text{const}$ (последнее именуется обычно условием Сен-Венана).

Предлагаемая комплексная теория прочности нуждается, естественно, в дальнейшей экспериментальной проверке.

§ 2. Влияние различных факторов на деформационные свойства осадочных пород Европейской части СССР

Влияние всестороннего сжатия

Проведенные исследования показали, что наряду с другими факторами наибольшее влияние на деформационные свойства горных пород оказывает всестороннее сжатие. При атмосферном давлении только каменная соль, гипс и неуплотненные глины обнаруживают способность к заметной остаточной деформации (табл. 5).

Сравнительные свойства различных типов пород осадочной толщи Европейской части СССР

Порода	Породы		Сжатие в условиях всестороннего давления			Вдавливание			Сжатие в условиях всестороннего давления							
	тип	возраст	глубина загата- вия, м	Пористость, %	p^m , кг/см ²	p_0 , кг/см ²	k	Атмосферное давление		1000 кг/см ²	2000 кг/см ²	$\sigma_{сж}$, %	$\sigma_{сж}$, кг/см ²	$\sigma_{сж}$, %	$\sigma_{сж}$, кг/см ²	
								$\sigma_{сж}$, кг/см ²	$\sigma_{сж}$, кг/см ²							
Неуплотнен- ная глина (вдоль напла- стования)	Верхний миоцен	200	35	—	—	—	—	105	100	0,041	925	—	925	—	925	20
Неуплотнен- ная глина (перпендику- лярно к на- пластованию)	—	200	35	—	—	—	—	300	—	—	1000	—	1000	—	1000	20
Уплотненная глина (вдоль плоскостей сланцевато- сти)	Миоцен	2600	17	—	—	—	—	206	190	0,23	1425	—	1400	—	1400	20
Уплотненная глина (пер- пендикуляр- но к плоско-	—	2600	17	—	—	—	—	428	380	—	1500	—	1625	—	1625	20

Нефтегазоносные районы Карпат

стям сланце-
ватости)
Аргиллиты
(перпендику-
лярно к пло-
скости слан-
цеватости)
Алевролит

Порода	тип	возраст	глубина загата- вия, м	Пористость, %	p^m , кг/см ²	p_0 , кг/см ²	k	Атмосферное давление		1000 кг/см ²	2000 кг/см ²	$\sigma_{сж}$, %	$\sigma_{сж}$, кг/см ²	$\sigma_{сж}$, %	$\sigma_{сж}$, кг/см ²		
								$\sigma_{сж}$, кг/см ²	$\sigma_{сж}$, кг/см ²								
Олигоцен	Олигоцен	3150	17	—	—	—	—	590	—	0,39	2240	—	2000	—	2875	2625	7,40
Олигоцен	Олигоцен	4912	120	—	—	—	—	—	—	—	2500	—	—	—	3500	—	—
Нижняя пермь	Нижняя пермь	350	24,8	2930	2180	—	—	—	—	—	—	—	590	—	610	—	—
Каменная соль	Нижняя пермь	360	0,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	360	—	370	—	—
Ангидрит	Нижняя пермь	1600	1,18	—	—	—	—	950	—	—	3800	—	3400	—	4600	—	4200
Мелкозерни- стый известняк	Нижне- франский подъярус	1600	0,58	—	—	—	—	700	—	—	—	—	—	—	3800	—	20
Крупнозерни- стый известняк	Москов- ский подъярус	715	—	10 500	7250	5,37	—	300	—	—	2400	—	2060	—	—	—	2900
Известняк	подъярус	2250	0,80	18 100	12 700	3,48	—	1950	—	—	6100	—	—	—	7500	—	—
Доломит	Бавлин- ская свита	1700	—	7880	500	6,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Аргиллит	Нижне- франский подъярус	1680	—	7880	500	6,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Алевролит	Нижне- франский подъярус	1730	15	—	—	—	—	300	—	—	5300	—	—	—	6800	—	—

Волго-Уральская нефтегазоносная область

Известняки и слабо уплотненные глинистые породы приобретают значительную пластическую деформацию при $500-1000 \text{ кг/см}^2$, ангидриты и алевролиты при $800-1000 \text{ кг/см}^2$, доломиты и сильно метаморфизированные глинистые породы при $2500-3500 \text{ кг/см}^2$.

Для всех пород, за исключением каменной соли, предел текучести σ_{is} увеличивается с ростом всестороннего сжатия σ_0 прибли-

зительно по параболическому закону. Предел текучести каменной соли практически не зависит от всестороннего сжатия. Для гипса, неуплотненных глин и других пластических пород эта связь выражена слабо. Вообще крутизна параболы, определяющей зависимость

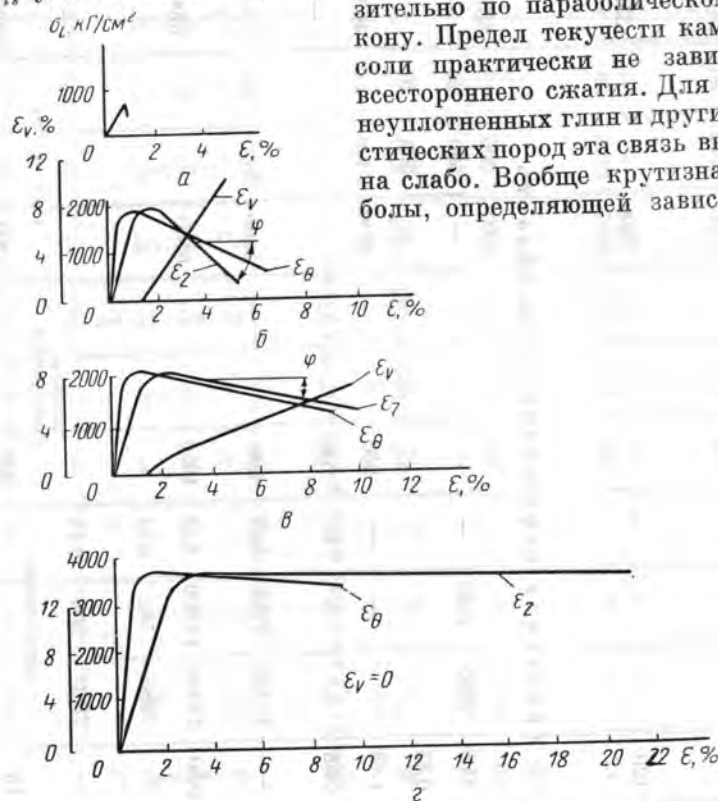


Рис. 30. Диаграммы деформации алевролита Ал. 79 при первой схеме нагружения в условиях всестороннего сжатия.

$a - \sigma_{0p} = 1 \text{ кг/см}^2$; $б - \sigma_{0p} = 500 \text{ кг/см}^2$; $в - \sigma_{0p} = 1000 \text{ кг/см}^2$; $г - \sigma_{0p} = 2000 \text{ кг/см}^2$; ε_z — продольная деформация; ε_θ — поперечная деформация; ε_v — относительное изменение объема (разуплотнение) при деформации.

пределного напряжения от всестороннего сжатия, обратно пропорциональна степени пластичности горной породы. Исходя из этого, можно сделать общий вывод, что чем меньше всестороннее сжатие, вызывающее появление заметной пластической деформации горных пород, тем выше предельная кривая. Этот вывод использован в главе XII при разработке метода оценки показателя крутизны предельной кривой на основании данных о коэффициенте пластичности пород при вдавливании.

Зависимость предела текучести от всестороннего сжатия для пород одного состава определяется в основном величиной зерна, однородностью структуры и наличием примесей более или менее пластичных пород. Примеси более пластического материала в малоуплотненной породе изменяют деформационные свойства породы сильнее, чем примеси менее пластичных минералов.

Благодаря влиянию всестороннего сжатия на пластичность горных пород знание прочности породы при одноосном сжатии не даст даже приближенного представления о крутизне предельной кривой: часто предельные кривые более прочных пород являются более пологими и наоборот. Таким образом, данные одноосного сжатия в общем случае не дают даже качественного представления о предельных величинах соответствующих напряжений на глубине.

Анализ диаграмм деформации показывает, что большинство испытанных горных пород, за исключением каменной соли, гипса и некоторых слабо метаморфизованных глин, не обнаруживает деформационного упрочнения в пластической области вплоть до давлений $2000-2500 \text{ кг/см}^2$. Пластические ветви диаграмм для этих пород (см., например, диаграммы для алевролита Ал. 79 на рис. 30) либо занимают горизонтальное положение, либо наклонены вниз, т. е. имеют отрицательный модуль пластичности. Таким образом, при расчетах многие породы в условиях всестороннего сжатия, эквивалентного глубинам $8-10 \text{ км}$, могут рассматриваться как идеально пластические тела без деформационного упрочнения. Анализ экспериментальных данных показывает, что пересечение предельной кривой (см. рис. 19) линиями нагружения под разными углами приводит к различному характеру нарушения упругой устойчивости: чем больше угол ψ при нагружении, тем более хрупкий характер этого нарушения (т. е. тем больше угол ψ на диаграммах деформации).

Влияние температуры

Влияние температуры, как показывают исследования, заключается в понижении предельного напряжения сдвига и в уменьшении способности пород к трещинообразованию.

Для малоуплотненных пород влияние температуры при относительно низких величинах всестороннего сжатия по внешнему эффекту качественно отлично от влияния в условиях больших величин всестороннего сжатия, обеспечивающего преобладающую роль внутрискристаллической деформации, что связано с отсутствием у этих пород при давлениях до $2000-2500 \text{ кг/см}^2$ деформационного упрочнения. Рост температуры в этом случае повышает наклон пластической части кривых (рис. 31). Это наглядно видно и из табл. 6, в которой приведены данные по влиянию всестороннего сжатия и по совместному влиянию давления и температуры. Для наглядности давление и температура по средним градиентам пересчитаны на глубины залегания (z).

Как видно из табл. 6, у большинства пород первый модуль остаточной деформации k_1 алгебраически увеличивается, у мрамора он приблизительно постоянен, а у каменной соли уменьшается с ростом температуры в пределах, характерных для небольших глубин залегания в земной коре.

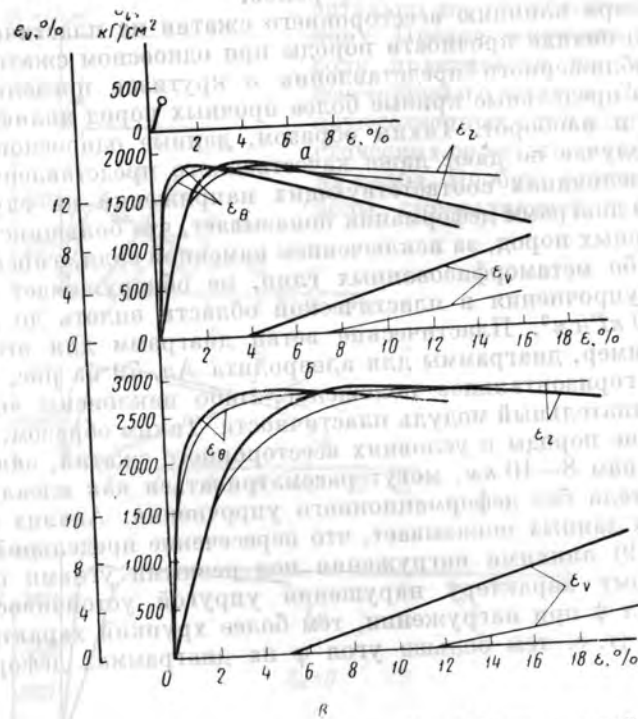


Рис. 31. Диаграммы деформации известняка Из. 1474 при первой схеме нагружения в условиях всестороннего сжатия и температуры.
 а — $\sigma_{0p} = 1 \text{ кг/см}^2$, $t = 20^\circ \text{C}$; б — $\sigma_{0p} = 750 \text{ кг/см}^2$, $t = 100^\circ \text{C}$; в — $\sigma_{0p} = 1500 \text{ кг/см}^2$, $t = 200^\circ \text{C}$. Тонкие линии при температуре 20°C , толстые линии при температуре 200°C .

Влияние температуры на уменьшение предела текучести и хрупкую прочность большинства пород в указанных условиях не превышает 15—20%. Лишь для каменной соли предел текучести уменьшается в несколько раз.

Механизм деформации

Измерение всех деформаций образца позволяет проследить за изменением его объема в процессе испытания, которое подсчитывается по формуле

$$\epsilon_v = \epsilon_\theta (2 + \epsilon_\theta) (1 + \epsilon_z) + \epsilon_z, \quad (42)$$

где ϵ_v — относительное изменение объема образца.

Порода (шифр)	Объемный вес γ , г/см^3	Пористость, %	Сдвигающее напряжение σ_{zs} , кг/см^2			Первый модуль остаточной деформации k_1 , кг/см^2		
			$z=0$	$z=3000 \text{ м}$	$z=6000 \text{ м}$	$z=0$	$z=3000 \text{ м}$	$z=6000 \text{ м}$
Доломит (Д. 46)	2,65	7	1100	4250 / 4200	5700	—	—13 500 / —15 000	—4000 / —5000
Доломит (Д. 92)	2,41	15,98	900	4000 / 4200	—5190 / 5900	—	—95 000 / —100 000	0 / —5000
Известняк (Из. 81)	2,67	0,58	700	2300 / 2350	3100 / 3300	—	4000 / 0	5000 / 5000
Известняк (Из. 24)	2,68	5,2	800	1550 / 1600	2350 / 2600	—	5000 / 3000	5600 / 5000
Известняк (Из. 117)	2,67	1,58	600	3600 / 3500	4300 / 5000	—	—10 000 / —20 000	20 000 / —6000
Известняк (Из. 1125)	2,64	1,71	1100	4200 / 4200	5600 / 6000	—	—35 000 / —46 000	—5000 / —17 500
Мрамор	2,70	0,85	700	1900	—	—	0 / 0	9000 / 10 000
Алевролит (Ал. 1259)	2,72	1,08	875	2500 / 2600	3300 / 4100	—	—40 000 / —60 000	0 / —3000
Сланец (Гл. КаС)	2,70	1,3	600	1590 / 1600	2430 / 2400	—	—12 000 / —13 000	—7000 / —10 000
Глинистый сланец (Гл. 555)	2,47	9,11	470	1480 / 1500	2840 / 3000	—	—30 000 / —40 000	—3000 / —8000
Глинистый сланец (Гл. 468)	2,46	10,77	—	1650 / 1700	2300 / 2700	—	—6000 / —7000	1000 / 0
Глинистый сланец (Гл. 1022)	2,25	18,89	380	1100 / 1100	1200 / 1500	0	1700 / —5000	10 000 / —1000
Глина (Гл. 825)	2,08	24,66	100	660 / 700	1200 / 1500	0	0 / —4000	1000 / 500
Глинистый сланец (Гл. Мкр.)	—	—	350	850 / 900	1000 / 1300	0	3000 / 0	12 000 / 0
Каменная соль	2,15	0,60	340	200 / 350	140 / 355	100	500 / 1800	300 / 3200

Примечание. В числителе даны цифры, полученные при совместном влиянии температуры и давления, в знаменателе — при влиянии всестороннего сжатия.

Произведенные расчеты показали, что у большинства осадочных горных пород при давлениях до 1500—2000 кг/см² после достижения предела текучести объем постепенно увеличивается (уменьшается плотность породы), достигая 15—20% при продольной деформации 25—30%. С увеличением всестороннего сжатия и температуры намечается тенденция к уменьшению указанного эффекта.

Явление разуплотнения пород в результате пластической деформации в указанных условиях характерно для всех пород. Однако у каменной соли оно проявляется слабо.

При измерении скорости продольных волн в образцах до и после испытания отмечается ее уменьшение, различное для отдельных пород. Так, в результате деформации, равной приблизительно 20%, при всестороннем сжатии 2000 кг/см² скорость для каменной соли уменьшается на 7—8%, для мрамора на 35% и для пелитоморфного известняка на 90%.

По формуле (42) определяется изменение плотности породы, находящейся в условиях исходного равномерного всестороннего сжатия σ_0 . Для большинства пористых пород происходит предварительное уплотнение породы давлением $p = \sigma_{op}$. Поэтому указанная «исходная» плотность для них иногда значительно больше плотности породы, из которой вырезан образец. В ряде случаев уплотнение давлением настолько велико, что этот эффект не может быть уничтожен последующим разуплотнением в результате остаточной деформации. В табл. 7 дано суммарное изменение плотности деформированных пород, измеренное после извлечения образцов из камеры высокого давления.

Указанные выше особенности свидетельствуют об относительно большой роли, которую играет микроразрушение структуры осадочных пород в процессе их остаточной деформации при величинах всестороннего сжатия не более первых тысяч кг/см². Это микроразрушение проявляется одновременно с развитием внутри зерен пород характерных микромеханизмов пластической деформации (двойникование, трансляционное скольжение).

Наряду с развитием микротрещинок, которые обычно соизмеримы или незначительно превышают размеры зерен, характерной особенностью микроразрушения является своеобразный катаклиз по границам зерен. При рассмотрении под микроскопом шлифа мрамора, деформированного внешне однородно при всестороннем сжатии до 1500—2000 кг/см², очень отчетливо наблюдаются мучнистые пленки катаклизированного материала вокруг зерен, появление которых связано с поворотами зерен относительно друг друга при такой деформации. Эти повороты, несомненно, облегчаются благодаря развитию микротрещиноватости. Повышение всестороннего сжатия или температуры, вызывающих непрерывное залечивание микротрещинок и увеличение сил внутреннего трения по границам зерен, приводит к затуханию указанных процессов. В таких условиях макродеформация породы все больше соответствует деформации отдельных зерен.

Такие понятия, как макро- и микромеханизм пластической деформации горных пород, никогда не соответствуют друг другу строго однозначно, поскольку макродеформация даже у очень пластичных металлов всегда включает в себя частичное разрушение микроструктуры.

Таблица 7

Порода (шифр)	Объемный вес γ , Г/см ³	Исходная пористость, %	Исходное равномерное всестороннее сжатие σ_0 , кг/см ²	Температура, °С	Остаточная деформация ϵ_z	Суммарное остаточное изменение плотности образца, %
Мрамор	2,69	0,70	750	20	7	-8
			750	20	23,2	-15
			2000	20	14,2	-2,6
Известняк (Из. 81)	2,63	0,58	1000	20	5,8	-1,5
			1000	20	7,0	-4
			1000	20	22,8	-12
Известняк (Из. 38)	2,52	11,49	1000	20	6,1	-5
			1500	20	24,7	-12,5
			2200	20	31	-5,2
Известняк (Из. 117)	2,68	1,58	1000	20	5,47	-7,2
			1000	20	27,5	-13
Ангидрит (Ан. 26)	2,93	1,18	2000	250	16	-5
Доломит (Д. 1507)	2,60	3,79	2500	20	17,9	-3
			2500	300	15,9	0
Глина (Гл. 825)	2,08	24,66	750	100	17	+9
			2000	20	20	+13
Глинистый сланец	2,25	18,89	1500	200	17	+0,2
			2000	0	26	+0,5
Мергель (М. 1443)	2,28	18,28	2500	0	26	+0,8
			2500	300	25	+6

Экспериментальные данные позволяют считать, что пластическая микродеформация горных пород в основном определяется формой объемного распределения в породе «очагов» микродеформации и сравнительно меньше зависит от их природы.

§ 3. Сравнительный анализ прочностных и пластических свойств осадочных пород Европейской части СССР

При общем анализе пластических и прочностных свойств осадочных пород Европейской части СССР необходимо располагать данными массовых испытаний. Для этого использовали результаты

Русская платформа (Волго-Уральская антеклиза и юго-восточный борт Московской синеклизы)

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макроструктуры обрамления *	Микроскопическое описание (размеры в мм) **	Предел упрочения при деформации, $\rho_{\text{ср}}, \text{кг/см}^2$	Коэффициент пластичности μ
Известняк (Из. 1592)	—	Ульяновская опорная скважина	Нижний мел	133—141	—	Зерна кальцита 0,001—0,002. Линзы (0,03—0,4) обогащены углистым веществом и сульфидами, ориентированы горизонтально	3700	3,5
Гипс (Г. 2)	Кайраклы (Башкирия)	14	Пермь	340—353	Татарский свод (ЮВ склон)	Зерна гипса 0,15—1. Пелитоморфный кальцит составляет 2%	2180	5,4
Ангидрит (Ан. 1407)	Репьевская	1	»	1620—1625	Жигулевско-Пугачевский свод	Ангидрит доломитовый (30%). Зерна ангидрита 0,005—0,05. Участки сложного рисунка (до 20) обогащены доломитом 0,01—0,06	9400	2,8
Доломит (Д. 1417)	То же	1	»	1637—1645	ЮВ борт Московской синеклизы	Зерна доломита 0,005—0,015 неправильной формы имеют значительную пористость. В карбонатно-глинистой массе около 5% кварца (0,04)	9450	2,8
Мергель (М. 1431)	—	Опорная скважина	Верхняя пермь, верхний татарский подъярус	339—350	—	Известняк органогенно-детритовый (0,01—5). Кальцит тонкозернистый (0,2—0,8) 10%. Доломит	800	∞
Известняк (Из. 1432)	—	То же	—	—	—	Кальцит тонкозернистый (0,2—0,8) 10%. Доломит	5900	3,0

Известняк (Из. 1437)	—	1	Верхняя пермь, верхний татарский подъярус	375—385	ЮВ борт Московской синеклизы	(0,01—0,02%) 6%. Кремнь (0,2—4,3) 7%	3800	3
Мергель (М. 1443)	—	1	То же	487—495	—	В карбонатно-глинистой массе 3% кварца (0,03)	2200	4,5
Алевролит (Ал. 1456)	—	1	»	611—619	—	Алевролит карбонатный (50—55%). Обломочные частицы — кварц 0,04—0,07. Зерна кальцита 0,01 и мельче. Алевролит несколько доломитизирован	1800	3,8
Гипсово-карбонатная порода (1458)	—	1	»	635—643	—	Порода неоднородная. Участки (0,5—10) алевритистого пелитоморфного кальцита окаймляются «щечками» гипса (0,3), который также формирует отдельные участки (1,5—5)	3000	4
Гипс (Г. 1462)	—	1	Верхняя пермь, казанский ярус	664—672	—	Зерна гипса 0,5—6. Пелитоморфный кальцит (10—12%) окаймляет (0,03—0,05) гипс	1900	3,5
Ангидрит (Ан. 1464)	—	1	Верхняя пермь, казанский подъярус	680—688	—	Участки призматического ангидрита (0,2×0,04—0,8×0,08) чередуются с гипсом (1—4), составляющим до 60% породы	5000	2,5

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в мк) **	Пределы упругой устойчивости пород при сдавливании, кг, МПа/см ²	Коэффициент пластичности K
Гипсово-доломитовая порода (1465)	—	1	Верхняя пермь, казанский ярус	688—696	—	Порода однородна. Зерна доломита (0,015—0,02) образуют с гипсом (0,4—4) пойкилитовую структуру. Силосные участки гипса имеют размер 0,007—2,05	10 500	2
Доломит (Д. 1466)	—	1	То же	696—706	ЮВ борт Московской синеклизы	Порода исключительно однородна. Зерна доломита (0,003—0,008) имеют неправильную форму	2500	—
Известняк (Из. 1475)	—	1	Верхняя пермь, уфимская свита То же	773—779	—	В тонкозернистой гипсово-карбонатной массе 40% кварца (0,03—0,08)	1300	5,7
Известняк (Из. 1474)	—	1	»	—	—	Известняк органогенно-детритусовый обогащен глиной. Детритус (0,02—0,05) подчеркивает горизонтальную микроструктуру	3300	3,6
Ангидрит (Ан. 1477)	—	1	»	798—804	—	Зерна ангидрита вытянутые (50%) и изометричные, имеют размер 0,3×0,01—0,6×0,04	8000	2,7
Ангидрит (Ан. 1479)	—	1	Нижняя пермь, кунпермь, кун-	804—805	ЮВ борт Московской	Зерна ангидрита вытянутые (60%) и изометричные, имеют раз-	8000	1,9

Ангидрит (Ан. 1480)	—	1	гурский ярус То же	804—805	синеклизы	мер 0,2×0,02—0,8×0,4, намечается тенденция располагаться удлиненным по наклонно горизонтально	8200	2,3
Ангидрит (Ан. 1481)	—	1	»	812—817	—	Зерна ангидрита 0,03—0,06 (50%), а более крупные призматические 0,3—0,7 (50%). Последние образуют сноповидные агрегаты	5620	2,8
Ангидрит (Ан. 1482)	—	1	»	817—825	—	Зерна ангидрита вытянуты (0,4×0,5—3×0,3), имеют тенденцию располагаться удлинением по наклонно. Карбонатно-глинистые участки (0,3) составляют 4%	10 200	3,0
Доломит (Д. 1491)	—	Опорная 1	»	890—895	—	Зерна ангидрита имеют размер 0,8×0,4—1,3×0,5. Участки сложены доломитом (0,007—0,015)	8200	2,4
Доломит (Д. 1499)	—	То же	Нижняя пермь, сакмарско-артинский ярус	1091—1097	ЮВ борт Московской синеклизы	Зерна доломита (0,003—0,008). Ангидрит (0,2—1, преобладают (4,6) составляет 15—20%, кварц (0,04—0,15) 25—30%. Значительная примесь глины	7150	2,2

* Направление слонности измеряли по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слонности.

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макроструктуры образца*	Микроскопическое описание (размеры в мкм)**	Предел упругости пород при увлажнении, р _н , кг/см ²	Коэффициент пластичности μ
Известняк (Из. 4507)	—	Опаринская опорная 1	Средний карбон, Мячковский горизонт С ₂	1406—1414	—	Известняк органогенно-дегритовый. Органический остаток (0,2—1,5) 50%. Доломит (0,03—0,06) 20%. Кремнистое вещество (0,10, 6) 3—4% Известняк органогенный. Пелитоморфный калцит 50%, микрозернистый 35%, средне- и крупнозернистый 15% Порода исключительно однородна. Полигональные зерна доломита 0,03—0,07	4500	3,2
Известняк (Из. 4514)	—	То же	То же	1461—1462	—	—	6200	3,5
Доломит (Д. 4515)	—	»	»	1552—1559	—	—	11 600	3,3
Известняк (Из. 40)	Туймазы (Башкирия)	7	Средний карбон, каширский горизонт С ₂	760—770	Татарский свод (ЮВ склон). Туймазинский вал. Пологая антиклиналь СВ простирания.	Известняк органогенный (0,5—1). Доломит ромбоэдрический (0,03—0,05) 30%	3350	—
Известняк (Из. 24)	Гомашкино (Татария)	56	Средний карбон С ₂	713—715	Татарский свод (центральная часть южного купола). Крупная пологая структура СЗ	Известняк органогенный, неоднородный микро- и мелкозернистый калцит 60%; средне- и крупнозернистый 40%	7250	2,5

Доломит (Д. 46)	Чекмагуш (Татария)	49	Средний карбон С ₂	951—954	простирания с локальными поднятиями в среднем палеозое	Порода исключительно однородна. Зерна доломита лапчатой и полигональной формы с 0,3—0,05	17 000	1,9
Известняк (Из. 58)	Елабужская (Татария)	116	Нижний карбон С ₁	721—726	Татарский свод. Саралинская седловина, Грахано-Елабужский вал СЗ простирания Елабужская	Известняк микрозернистый и пелитоморфный с органическими остатками (5—7%), доломитизированный, глинистый	5000	2,7
Известняк (Из. 117)	Сулевская (Татария)	1436	Нижний карбон, турнейский ярус	1249—1255	Татарский свод	Известняк органогенно-дегритовый. Калцит микрозернистый. Многочисленные тонкие обломки 0,1—0,2	5000	5
Известняк (Из. 1338)	Голодяевская	2	Карбон	1094—1103	Жигулевско-Пугачевский свод (западная часть). Северное погружение Жигулевского вала	Известняк органогенный. Многочисленные фораминиферы 0,1—0,8 и другие органические остатки. Калцит 0,01 и мелче 50%, остальной 0,03—0,4. Известняк доломитизирован	7200	2,9

* Направление слонстости измеряли по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слонстости.

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макроструктуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в мк) **	Предел упрочения породы при условиях	Коэффициент пластичности k
Известняк (Из. 1297)	Голодяевская	13	Карбон	1104—1107	—	Известняк органогенный. Органические остатки (фораминиферы 0,03—0,5). Пелитоморфный кальцит 40% имеет размер 4, остальной 0,05—0,25. Известняк доломитизирован. Зерна кальцита 0,01—0,07 составляют 70—75%; пелитоморфный кальцит 25—30%. Зерна доломита (0,1—0,2) ромбоэдрические. Ангидрит (25—30%) размером 0,7 образует пойкилитовую структуру. Известняк пелитоморфный, зерна 0,002 и мельче. Выделяются более темные участки 0,3—0,5. Органические остатки сталлизованные (7—8%). Несколько доломитизирован	3800	3,7
Известняк (Из. 1332)	Баклушинская	3	То же	1215—1220	—	—	5000	3,2
Доломит (Д. 1389)	Ново-Тамашевская	1	—	1507—1510	Жигулевско-Пугачевский свод. Жигулевский вал (западная часть)	—	41 000	2,1
Известняк (Из. 1380)	Александровская	1	Нижний карбон	1734—1789	—	—	9000	2,3

Доломит (Д. 59)	—	Бородулинская опорная 1	Верхний девон, верхне-франкский подъярус	1942—1945	—	Доломит глинистый. Зерна доломита ромбоэдрические 0,03—0,1. Глина распределена равномерно (30%)	2500	3,7
Известняк доломитизированный (Из. 1573)	—	Котельническая опорная 1	Верхний девон, фаменский ярус	1539—1548	ЮВ борт Московской синеклизы. Котельнический свод	Известняк органогенный доломитизированный (40—45%), с гипсом (10%), пористый. Органические остатки 0,4—4 (пелитоморфный кальцит). Доломит 0,04—0,2. Гипс 0,2—1,5 (участки до 5)	6500	3,5
Ангидрит (Ан. 1572)	—	То же	То же	1548—1553	—	Зерна ангидрита неправильной несколько удлиненной формы 0,1 × 0,01—0,05—0,006. Зона (3—4) извилистой формы обогащена пелитоморфным кальцитом	6000	2,0
Доломит глинистый (Д. 1569)	—	Котельническая опорная 1	»	1570—1577	—	Порода однородная. Зерна (0,035—0,06) лопчатой формы. Тонкопуччатая глина (25—30%) выполняет поры и окаймляет отдельные кристаллы. Имеет тенденцию к преимущественной ориентировке	70 000	2,6

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси керна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в м.м) **	Пределы упругости порока при увлажнении, $P_{0.01}$, кг/см ²	Коэффициент $K_{\text{пл}} \times 10^3$
Ангидритово-доломитовая (1563)	—	Котельничская опорная 1	Верхний девон, фаменский ярус	1597—1605	—	Зерна доломита 0,003—0,02. Ангидрит 0,025—0,07—0,15 (45%) образует пойкилитовую структуру, сосредоточен в зонах 0,5—4	8200	3,3
Доломит (Д. 1562)	—	То же	То же	1605—1611	—	Зерна доломита 0,005—0,03, чередуются пятна более мелкозернистые с более крупнозернистыми. Включения ангидрита 0,01—3	8000	3,0
Доломитово-ангидритовая (1556)	—	»	»	1621—1625	—	Зерна ангидрита призматические, по удлинению 0,03—0,08. Доломит 0,01—0,03 (45%) образует участки (20—40) сложной конфигурации	127,5	1,7
Ангидрит (Ан. 26)	Ромашкино (Татария)	22	Верхний девон, верхне-франский подъярус	1443—1451	Южная вершина Татарского свода (центральная часть). Крупная пологая структура СЗ простирания	Зерна ангидрита призматической формы имеют размеры $0,6 \times 0,05—0,8 \times 0,07$	3000	2,9

Глина (Г. 1529)	—	Опаринская опорная 1	Верхний девон, средне-франский ярус	1754—1760	с локальными подвятиями в среднем палеозое	—	1400	5
Известняк (Из. 82)	Ромашкино (Татария)	112	Верхний девон, нижне-франский подъярус	1597—1602	Южная вершина Татарского свода (ЮВ склон). Антиклинальный перегиб широтного простирания	Порода исключительно однородна. Зерна кальцита лапчатой формы (0,01—0,04) 75% зерен на мелче 25%	6000	3
Алеврит (Ал. 79)	Крым-Сарай (Татария)	42	То же	1680—1690	—	Порода исключительно однородна. Зерна кварца 0,03—0,07. Цемент — глина и кальцит (7—8%)	5000	6,14
Песчаник (П. 179)	Татария	19	Верхний девон, нижне-франский ярус, пашийские слои	1329—1396	—	Зерна кварца (0,02—0,2). Цемент контактовый — вторичный кварц	3300	1,5
Доломит (Д. 33)	Чекмагуш (Башкирия)	132	Бавлинская свита	2252—2257	Бирская седловина. Чекмагушский вал СВ простирания	Зерна доломита (0,02—0,08) 60%, зерна (0,3—0,4) 40%, форма неправильная	12700	3,5

* Направление слоистости измерили по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макро-текстуры образца *	Минералогическое описание (размеры в м.м.) **	Предел упрочения породы при уловоности	Кoeffициент k
Глина (Гл. 2039)	Святогорская	131	Средняя юра, байос	148—179	Преддонецкий красной прогиб. Святогорская антиклиналь. Излом зерна под углом 78°	Текстура слабо ориентированная. Состав — гидрослюда, алевроитовый материал размером 0,01—0,03 (кварц, слюды) 25%, хлорит, углистые частицы	140	∞
Алевролит (Ал. 2048)	То же	131	Нижняя юра	308—313	То же	Алевролит глинистый 35—38%. Алевроитовые частицы 0,03—0,08; кварц, плагиоклазы слюды, роговая обманка. Гидрослюдистый цемент распределен неравномерно, имеет слабую ориентировку	250	∞
Песчаник (П. 2049)	»	131	Верхний триас	374—380	»	Песчаный материал не окатан (0,06—0,15): кварц, последние шпаты, обломки глины, слюды. Цемент — гидрослюда с хлоритом (20—25%) и вторичный кварц	250	∞
Песчаник (П. 2051)	»	128	Триас, серебрянская свита	164—170	Излом зерна под углом 83°	Песчаный материал не окатан (0,06—0,1): кварц, микроклин и обломки пород, биотит и роговая обманка. Последнее составляют 15%. Цемент — гидрослюда, хлорит и участочками кальцит (0,2) 10%	250	∞

Песчаник (П. 2058)	»	128	Верхняя перья, дроновская свита	359—362	—	Песчаник кварцевый (0,1—0,2) с железненным карбонатно-глинистым цементом	2900	5,6
Доломитово-ангидритовая порода (Д. 2068)	»	128	Нижняя перья, артемовская свита	875—884	Излом зерна под углом 84°	Зерна ангидрита удлиненные 0,7—0,1 (70%) и изометричные 0,03 (48%). Доломит 0,005—0,02 (10%) обогащает прерывистые, извилистые микрослойки	8400	1,8
Доломитово-ангидритовая порода (Д. 2071)	»	128	То же	878—884	То же	Порода кавернозная 0,3—8 (в отдельных участках на 50%). Зерна ангидрита 0,01—0,02, около пор крупнее 0,05. Форма зерен неправильная. Доломит 0,005—0,01 (25%) обогащает участки (3—15) сложного перистого рисунка	10 000	1,4
Соль (С. 2077)	»	128	»	900—906	Излом под углом 69°	Зерна соли (10—40) имеют тонкие включения ангидрита, немного глины и пузырьки воздуха	—	∞
Известняк (Из. 2084)	»	128	»	957—961	То же	Известняк органогенно-детритусовый. Зерна кальцита 0,02—0,1 составляют 10%, остальные мельче	7400	3,5
Известняк (Из. 2082)	»	128	»	972—981	»	Известняк (0,001—0,04). Значительно доломитизирован, имеет комковатую структуру. Большая часть комков растворена. Поры (0,08—0,6) составляют 30—33%	2200	4,6
Соль (С. 2087)	»	128	»	—	—	Зерна соли 5—15. Порода однородна, без примесей	880	∞

* Направление слоистости измерили по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь	№ описываемых	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности микротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в м.м) **	Предел упрочности пород при давлении P ₀ , кг/см ²	Коэффициент пластичности k
Песчаник (П. 2093)	Свято-горская	128	Нижняя пермь, артемовская свита	997—1067	—	Песчаный материал 0,08—0,1 не окатан (кварц, полевые шпаты, слюда). Цемент глауконитово-глинистый (35—40%). Глауконит (0,1—0,2) составляет 12%.	4500	1,7
Ангидрит (Ан. 2103)	То же	128	То же	4148—4153	—	Призматические кристаллы ангидрита 0,4×0,08—2 ^х 3,3; зерна изометричные 0,01—0,02 составляют 20%, поры (0,5—2) 15%. Глинисто-карбонатное вещество	41 000	4,55
Алевролит (Ал. 2105)	»	128	Нижняя пермь, никитовская свита	4237—4240	Излом зерна под углом 84°	Алевролит слюдисто-глинистый (50—55%). Алевроитовые частицы: кварц, плагиоклазы, слюды 0,02—0,05. В цементе примесь нелигитоморфного кальция	4200	5
Ангидрит (Ан. 2110)	»	128	То же	4277—4282	—	Порода исключительно однородна. Зерна ангидрита (0,001—0,02) имеют неправильную форму	8100	1,4
Соль (С. 2118)	»	128	»	4344—4359	Слоистость и излом под углом 65°	Кесноморфные зерна (2—7) имеют некоторую преимущественную ориентировку по форме зерен. В зернах содержатся ожелезненные глинисто-карбонатные включения (0,5—2) — несколько процентов	420	∞

Соль (С. 63)	Шевченко — Близины	20	Нижняя пермь, соленосная свита	4602—4605	Зона сочленения Преддонского прогиба с Воронежским кристаллическим массивом. Брахиангилиналь СЗ простирания	Зерна соли имеют неправильную форму, размеры 1—10, участками мельче. Порода не имеет примесей	1400	
Известняк доломитизированный (Из. 462)	Североголубовская	17	Карбон	4130—4135	В палеозое структурный выступ ЮС простирания	Зерна карбоната имеют размеры 0,001—0,02, более крупные 0,05—0,08 (10%). Редкие органические остатки	6600	2,5
Алевролит (Ал. 16)	Шебелинка	50	Верхний карбон, араукариговая свита	2294—2303	Преддонский краевой прогиб (осевая часть). Брахиангилиналь СЗ простирания. Излом зерна под углом 63°	Алевролит слюдисто-глинистый (50%), карбонатный. Кварц, обломки глинистых пород, слюды размером 0,01—0,06. Комки доломита (0,8—4). Углистое вещество	4400	2,7
Песчаник (П. 1)	»	200	Средний карбон	3692—3698	Излом зерна под углом 75°	Структура среднеристая. Зерна (0,2—0,6) — обломки кварцита, кварц, полевые шпаты, мусковит. Цемент хлоритово-серпичитовый (15—16) и вторичный кварц на контактах обломочных зерен	850	1,5
Алевролит (Ал. 3)	»	200	То же	4294—4294	То же	Алевролит слюдисто-глинистый, карбонатный. Зерна (0,03—0,06) — кварц, кварцит, полевые шпаты. Чшуйки слюд (0,1—0,2) 10%. Кальцит (0,03—0,06) 20%. Обломочный материал	4800	4,45

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Карпатская геологическая провинция (краевая часть Русской платформы, Предкарпатский переходовый прогиб, внешняя антиклинальная зона Карпат, Закарпатская межгорная впадина)

Порода	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности микротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в м.м.) **	Предел устойчивости при выветривании $\rho_{\text{в}} \text{ кг/см}^2$	Коэффициент пластичности ρ
Глина (Гл. 825)	Залуж	202	Верхний миоцен, сармат	200	Закарпатский внутренний прогиб. Мукачевская впадина (юго-восточная часть). Пологая брахантиклиналь. Залегание — пологое погружение. Тончайшая неправильная слоистость, горизонтальная	Текстура неотчетливо слоистая (распределение выветривающегося вещества). Состав — гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, микрозернистый кальцит (19%), алевроитовые частицы (14%)	300	8
Глина (Гл. 832)	*	202	Верхний миоцен, нижний сармат	830	Тончайшая слоистость, горизонтальная	Текстура слабо ориентированная (распределение слюд, углистого вещества, пирита), неотчетливо слоистая (распределение пигментирующего вещества). Состав — гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, зернистый кальцит (43%), алевроитовые частицы (48%)	960	8
Глина (Гл. 816)	*	202	Средний миоцен, верхний торгон	980	Тончайшая неправильная слоистость под углом 70°	Текстура слабо ориентированная, отчетливо слоистая (распределение слюд, обломочных частиц, пигментирующего вещества). Состав — монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, микрозернистый кальцит (12%), алевроитовые частицы 47%	4050	1
Глина (Гл. 4023)	—	Стрый-опорная скв. 1	Средний миоцен, стебниковская свита	2600	Предкарпатский прогиб. Внутренняя зона (центральная часть). Тончайшая слоистость под углом $65-68^\circ$. Трещина под углом 20°	Текстура слабо ориентированная под углом 65° (расположение слюд и углистых частиц). Состав — гидрослюда, монтмориллонит, хлорит, микрозернистый кальцит (20%), алевроитовые частицы (5%)	2200	3
Аргиллит алевроитистый (Гл. 484)	Долина	336	Средний олигоцен, верхне-менилитовая свита	3150	Граница центральной части внутреннего прогиба внешней антиклинальной зоны Карпат. Система опробенных и погребенных под надвигом складок. Тектонический контакт на глубине 2350 м. Тончайшая слоистость под углом 81°	Текстура ориентированная под углом 35° (расположение глинистых минералов, органики, пирита, алевроитового материала). Состав — гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, алевроитовые частицы (40%)	3245	2
То же	*	53	Нижний олигоцен, менилитовая свита	740	Погребенный надвиг, тектонический контакт на глубине 2350 м. Тончайшая вертикальная слоистость, трещина вертикальная	Текстура ориентированная и четко слоистая (расположение глины, обломочного материала органики). Состав — гидрослюда, смешанно-слоистые глинистые минералы, каолинит, кальцит (40%), алевроитовые частицы (40%)	3840	2,2
Глина алевроитистая (Гл. 555)	Оболонь	44	Верхний эоцен, быстрицкая свита	2700	Поднагивовая складка на границе внутренней зоны Предкарпатского прогиба (ее центральной части) с внешней антиклинальной зоной Карпат. Тектонический контакт на глубине 1500 м. Тончайшая горизонтальная слоистость	Текстура в высокой степени ориентированная (расположение глинистых минералов). Алевроитовый материал (30%)	2585	3

* Направление слоистости намеряла по отношению к оси скважины.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности микротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в м.м.) **	Предела упругости при выдавливании, кг./см ²	Коэффициент λ
Алевролит (Из. 1125)	Воля	Блаженская скв. 8	Палеоцен, яменская свита	600	Граница внутренней зоны прогиба (северо-западной части) с внешней антиклинальной зоной. Опрокинутая и надвинутая на СВ складка. Лежащее крыло с падением под углом 30°	Алевролит кварцевый (0,04—0,08) с поровыми карбонатными цементом (37—40%) и вторичным кварцем в местах сопряжения обломочных зерен	13700	1,7
Мергель (М. 121)	Сокаль, с. Березцы	2944	Верхний мел	186—194	Краевая часть Русской платформы (у СЗ борта педового прогиба), слабо наклонное залегание толщ	В пелитоморфной глинисто-карбонатной массе содержится фораминиферы 0,05—0,2 (47%)	450	—
Известняк алевритовый, кремнистый (Из. 239)	Яворов	406	Верхний мел, сеноман	783—804	Зона сочленения Предкарпатского прогиба (северо-западной части) с Русской платформой. Моноклиналь ЮВ падения с флексурой (в кайнозойском комплексе) и разломами (в мезозое), СВ платформенное крыло	Известняк алевритистый (18%), кремнистый (14%) с глаукоцитом (8%). Зерна кальцита 0,01 и мельче. Кварц 0,03—0,09, радиально построенные агрегаты халцедона 0,02—0,1. Глаукоцит 0,04—0,1	5400	3,0
Известняк (Из. 182)	Сокаль	Томашевка, скв. 4116	Граница юра — мел	313—318	Краевая часть Русской платформы (у СЗ борта прогиба)	Известняк органогенный, пористый (8—9%). Зерна кальцита 0,05—0,2 (70%), остальные мельче 0,01.	5500	2,4
Известняк (Из. 259)	Яворов	405	Юра	404—408	Зона сочленения Предкарпатского прогиба (се-	Поры образовались в породах раковинкофораминифер 0,01—0,08	3700	6
Известняк (Из. 260)	То же	405	То же	404—408	веро-западной части) с Русской платформой. Моноклиналь ЮЗ падения с флексурой (в кайнозойском комплексе) и разломами в мезозое	Известняк сложен олигитами из пелитоморфного кальцита 0,2—1 (70%). Отдельные участки между ними выполнены монокристаллами 0,2—0,4	4000	4,0
Известняк (Из. 261)	»	405	»	404—408	—	Известняк сложен олигитами из пелитоморфного кальцита (70—85%). Часть породы (15%) сложена кальцитом 0,2, местами 1,5	4300	4,7
Известняк (Из. 262)	»	405	»	404—408	—	Известняк сложен олигитами из пелитоморфного кальцита 0,3—1 (65%). Промежутки выполнены монокристаллами	3400	4,4
Известняк (Из. 266)	»	405	»	446—447	—	Известняк сложен олигитами 0,2—0,4 (60%) из пелитоморфного кальцита. Промежутки выполнены кальцитом 0,01—0,2	5500	3,5
Известняк (Из. 253)	»	406	»	808—821	СВ платформенное крыло флексуры	Известняк оолитовый (0,2—0,6) с остатками мшанок 0,9, пористый (8%). Оолиты сложены пелитоморфным кальцитом, а промежутки между ними кальцитом 0,04—0,2	3700	∞

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности микротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в мм) **	Предел упругости при сжатии P_0 , кг/см ²	Коэффициент пластичности k
Известняк (Из. 258)	Явогов	106	Юра	842—847	—	Зерна кальцита 0,01—0,03 и мельче. Кварц 0,03—0,08 (6%). Глаукоцит 0,06—0,1 (8%)	3600	2,4
Известняк (Из. 247)	»	106	»	808—821	—	Известняк пелитоморфный, пористый (8%), с оолитами (0,6) плохой сохранности. Кальцит 0,08—0,4 составляет 5—6%	6700	2,7
Известняк (Из. 59)	Лито-випил (Соголи)	2	Нижний карбон, визей	672—673	Краявая часть Русской платформы (у СЗ борта прогиба). Пологая моноклиналь северо-восточного падения	Известняк органогенно-детритусовый. Органические остатки (фораминиферы) имеют размер 0,1—0,6	3600	2,4
Известняк (Из. 64)	То же	2	То же	694—696	—	Известняк органогенно-детритусовый. Органические остатки плохой сохранности (20%). Зерна кальцита 0,02—0,2 (30%)	8000	3,0

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Кавказская геологическая провинция (Скифская плита, предкавказские передовые прогибы, передовая складчатость Кавказа во внутренних геосинклинальных крыльях прогибов, складчатость Большого и Малого Кавказа, межгорная впадина Закавказья)

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в мм) **	Предел упругости при сжатии P_0 , кг/см ²	Коэффициент пластичности k
Глина (Гл. 1820)	Актафа, Гырах-кесаман	7	Плиоцен, акчагыл	248—278	Куринская межгорная впадина (восточная часть). Палантеклинский синклинорий. Свод пологий антиклиналь	Глина алевролитная (25—28%), гидрослюдистая. Алевролитовые частицы 0,02—0,04: кварц, слюды, плагиоклазы, темноцветные. Участки 2 × 2 мм обогащены пелитоморфным кальцитом. Глаукоцит (0,02—0,05) 4%	150	∞
Глина (Гл. 1823)	То же	7	То же	320—350	Слоистость горизонтальная	Текстура хорошо ориентированная (гидрослюда). Слоики (1—4) обогащены органическим веществом, пелитоморфным кальцитом, алевроитовым материалом (7—9%)	220	∞
Ракушняк (Из. 1931)	Ново-Лабинская	К-45	Плиоцен, понт	394—461	Западно-Кубанский передовой прогиб (внешнее, приластовое крыло). Западное погружение Ставропольского вала. Брахиантиклиналь	Известняк сложен из обломков раковин (15 × 0,6), сementированных пелитоморфным кальцитом (50%)	4000	5

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь скважин	№ скважин	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в мк) **	Предел упругости при давлении P_0 , МПа/см ²	Коэффициент ν
Глина (Гл. 1846)	Актафа, Гырах-кесаман	3	Миоцен, сармат	465—471	Западно-Кубанский передовой прогиб (внешнее, приплатформенное крыло). Западно погруженные Ставропольского вала, Брахиантиклиналь	Глина карбонатная (18%), алевролитая (20%). Алевролитовые частицы 0,02—0,06; кварц, слюды, Кальцит пелитоморфный. Сульфиды (8%) образуют скопления до 0,4	300	∞
Глина (Гл. 1850)	Гырах-кесаман	4	Миоцен, Кокчирский горизонт	366—570	Иалом керна горизонтальный	Глина карбонатная (20%). Обогащена органическим веществом и сульфидами. Однородная порода	200	∞
Аргиллит (Ар. 303)	Георгиевская	8	Миоцен, Чокрак	1685—1690	Терско-Каспийский передовой прогиб (внешнее платформенное крыло) Моноклиналь В—ЮВ наделения под углом 2°	Текстура в высокой степени ориентированная. Состав гидрослюдисто-каолиновый. Пирит (0,001—0,008) составляет 10%	600	2,5
Алевролит (Ал. 1168)	Дылым	39	То же	72—78	Терско-Каспийский передовой прогиб (внутреннее геосинклинальное крыло, передовая складчатость). Восточное продолжение Черногорский моноклиналь. Антиклиналь СЗ простирания. ЮЗ крыло, поднадвиг, приразломная часть	Алевролит песчанисто-глинистый с глауконитом (7%). Обломочные частицы (кварц, полевые шпаты) 0,02—0,15 (50%). Глина, гидрослюда, Глауконит (0,05—0,2)	1450	∞
Алевролит (Ал. 1228)	То же	19	»	84—88	Антиклиналь СЗ простирания, свод, надвиг. Излом	Алевролит глинистый (50—60%) с глауконитом (8%) и	10 000	4

Песчаник (П. 1803)	Паракар	114	Нижний миоцен, красноцветная свита	439—453	керна под углом 75° Малый Кавказ. Излом керна под углом 83°	слюдой (несколько процентов). Обломочные частицы (0,02—0,07. Частицы 0,15—0,3 составляют 5%, глауконит 0,05—0,15	1100	∞
Песчаник (П. 1798)	То же	114	То же	64—654	—	Песчаник полимиктовый. Обломочные частицы окатаны 0,15—0,30 (обломки разнообразных пород). Цемент поровый карбонатный (15%). Зерна кальцита 0,08—0,2 Песчаник полимиктовый. Обломки пород. Кварцевые полевые шпаты полуокатаны 0,4—0,7. Цемент карбонатный (20%) порового типа. Зерна кальцита 0,1—0,7	1000	∞
Алевролит (Ал. 1797)	»	114	»	682—688	—	Алевролит песчанисто-глинистый, кластические частицы: обломки пород, полевые шпаты 0,01—0,1—0,3. Цемент (50%) железисто-глинистый, несколько карбонатный	1400	5
Алевролит (Ал. 1954)	Кущевская	К-10	Олигоцен, майкоп	506—512 1010 2000—	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины. Ейско-Березанская зона подпятий	Алевролит. Кварцевый (0,05—0,08) с гидрослюдистым цементом (50%). Пирит: пирит (5—5%), глауконит. Текстура цемента ориентированная	300	∞
Алевролит (Ал. 186)	Расшиватская	41	То же	1010—1013	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины.	Алевролит кварцевый с глауконитово-гидрослюдистым	700	∞

* Направление слоистости измерили по отношению к оси керна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в мк) **	Предел упругой устойчивости при давлении p_0 , кг/см ²	Коэффициент μ
Алеврит (Ал. 186)	Расши- ватская	41	Олиго- цен, майкоп	1010— 1013	Тихорецко-Кропоткин- ская депрессия. Запад- ное погружение Северо- Ставропольского вала. Антиклиналь З—СЗ—З простирается. СЗ пери- клиналь (по изогипсам). Дальнее погружение. Из- лом под углом 82°	цементом (50—55%). Кварц 0,02—0,05. Примеси: пирит (6%), органическое вещество	700	∞
Глина (Гл. 218)	То же	351	То же	1096— 1099	Антиклиналь З—СЗ—З простирается. СЗ пери- клиналь (по изогипсам). Ближнее погружение	Текстура в высокой степени ориентированная. Состав — гидрослюда, пирит (0,004— 0,01%) 6%, кварц (0,005— 0,02) 3%	150	∞
Известняк (Из. 219)	»	35	»	1107— 1109	Излом горизонтальный	Известняк оолитовый, песча- нистый	3200	2,2
Глина (Гл. 1859)	Армави- ро-Убе- жская	К-231	Олиго- цен, средний майкоп	174—180	Платформенная часть Азо- во-Кубанской впадины. Тихорецко-Кропоткин- ская депрессия. Синкли- наль. Излом керна гори- зонтальный	Текстура слабо ориентирован- ная. Состав — гидрослюда, хлорит, кварц 0,01—0,03 (5%)	1000	4,0
Мергель (М. 1863)	То же	К-231	То же	186—192	—	В пелитоморфную глинисто- карбонатную массу погру- жены ромбоэдрические кри- сталлы кальцита 0,01—0,03 (40%)	1700	5,3

Глина (Гл. 1866)	»	К-231	Олиго- цен, майкоп	210—216	—	В карбонатно-глинистой массе содержится кварц, 20% кальцита (0,02—0,06), 5% глауконита	1000	3,4
Песчаник (П. 1873)	»	К-231	Олиго- цен, средний майкоп	322—328	—	Песчаник кварцевый с глини- сто-глауконовым цементом (40%). Угловатый кварц 0,05—0,1; глаукоцит (округ- лые агрегаты)	1100	∞
Песчаник (П. 1879)	»	К-231	То же	452—458	—	Песчаник кварцевый с поровым ораловым цементом и вто- ричным кварцем на контак- тах зерен. Кварц (0,15—0,3). Примеси: глаукоцит, глина, целювые шпаты	1250	3,5
Известняк (Из. 1891)	»	К-231	»	620—626	—	Известняк песчанистый. 40% кальцита (0,005—0,01) и 15% (0,4—0,6)	8000	2,0
Глина (Гл. 273)	Сине- Бугров- ская	1	Олиго- цен, майкоп	1029— 1035	Платформа. Ставрополь- ский свод (восточная часть)	Глина гидрослюдистая, але- вритовая (40%), карбонат- ная (20%). Алевроитовые ча- стицы: кварц 0,03—0,1, кальцит микрокристальный	300	∞
Глина (Гл. 275)	То же	1	То же	1029— 1035	Излом под углом 85°	Текстура ориентированная. Глина гидрослюдистая, але- вритовая (40%), карбонат- ная (2—3%). Кварц (частич- но вторичный) 0,005—0,02	300	∞
Глина (Гл. 1949)	Ново- Лабин- ская	К-45	Мео- цен — олиго- цен, верхний майкоп	1172— 1182	Западно-Кубанский пере- дний прогиб (внешнее платформенное крыло). Западное погружение Южно-Ставропольского вала. Восточное крыло	Текстура в высокой степени ориентированная. Состав гидрослюда монтмориллонит, кварц 0,005—0,01 (13%), пирит (5—6%), кальцит (5—6%)	500	∞

* Направление слоистости измерили по отношению к оси керна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь	№ свая-жаны	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в мкм) **	Предел упругости при сжатии P_0 , кг/см ²	Коэффициент пластичности β
Глина (Гл. 1949)	Ново-Лабинская	К-45	Миоцен — олигоцен, верхний майкоп	1172—1182	брахитиклинали по изогнам нижнего мела. Излом зерна под углом 80°	Текстура в высокой степени ориентированная. Глина содержит отдельные ромбоэдрические кристаллы сидерита (0,04—0,05), расположенные вдоль ориентировки глинистых минералов	500	∞
Глина (Гл. 1975)	Некрасовская	3	То же	1560—1575	Восточное крыло брахитиклинали. Тончайшая горизонтальная слоистость		130	∞
Глина але-вритстая (Гл. 1979)	То же	3	Олигоцен, майкоп	2154—2162			2700	3,2
Сидерит (Сл. 1147)	Дылым	41	То же	74—79	Терско-Каспийский передовой прогиб (внутреннее геосинклинальное крыло, передовая складчатость). Восточное продолжение Черногозской моноклинали. Антиклиналь СЗ простирания. Свод, надвиг (приразломная часть)	Сидерит глинистый (25%). Зерна карбоната — изометрические 0,01—0,03 и удлиненные 0,08—0,03. Глина ориентирована горизонтально	11 000	2,0
Алевролит (Ал. 1160)	То же	41	»	90—94		Порода однородна. Сидерит глинистый (50%). Зерна карбоната изометрические 0,01—0,03 и удлиненные 0,08—0,03. Глина ориентирована горизонтально	900	∞
Глина (Гл. 1188)	»	39	»	323—330	ЮЗ крыло, поднадвиг (приразломная часть) тонкая вертикальная слоистость. Глина несколько «перемята»	Текстура хорошо ориентированная. Состав — монтмориллонитово-гидрослюдистый с примесью органического вещества и сульфидов алевроитов	330	4
Глина (Гл. 1248)	»	19	»	569—579	Свод, надвиг. Тонкая слоистость под углом 68°	Текстура хорошо ориентированная. Состав — гидрослюдистый с примесью органического вещества и сульфидов	100	∞
Глина (Гл. 1144)	»	41	»	136—143	Тонкая вертикальная слоистость. Глина несколько «перемята»	Текстура хорошо ориентированная. Состав — монтмориллонит. Сульфиды 0,002—0,02 (4%)	50	∞
Глина (Гл. 1118)	»	41	»	258—265	Слоистость под углом 55°	Текстура хорошо ориентированная. Алевроитовый материал 0,005—0,02 (8%). Угliestое вещество и сульфиды подчеркивают направление ориентировки	460	4,6
Глина (Гл. 1164)	»	41	»	294—301	Тонкая слоистость под углом 60°	Текстура хорошо ориентированная. Органическое вещество и пирит подчеркивают микрослоистость. Алевроитовые частицы 0,003—0,01 (6%)	600	∞
Глина (Гл. 1123)	»	41	»	317—323	Тонкая слоистость под углом 55°	Текстура хорошо ориентированная. Органическое вещество и сульфиды располагаются вдоль ориентировки. Кварц 0,003—0,05 (5%)	680	∞
Глина (Гл. 1123)	»	41	»	347—359	Тонкая слоистость под углом 58°	Текстура хорошо ориентированная. Органическое	200	∞

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси зерна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца*	Микроскопическое описание (размеры в мм)**	Прочность упрочения при давлении $P_{0.5}$ кГ/см ²	Коэффициент пластичности k
Глина (Гл. 1123)	Дылым	41	Олигоцен, майкоп	347—359	Тонкая слоистость под углом 58°	вещество и сульфиды подчёркивают ориентировку гидрослюда. Алевритовый материал (6%)	200	∞
Глина (Гл. 1154)	То же	41	То же	396—403	Тонкая слоистость под углом 58°	Текстура хорошо ориентированная. Сульфиды тонко рассеяны (3%), кварц (2%) размером 0,004—0,02	800	∞
Доломит (Д. 1121)	»	41	»	455—462	Антиклиналь СЗ простирания, Свод, надвиг (разломная часть). Излом под углом 72°	Размер зерен доломита 0,003—0,02. Тонко рассеянные сульфиды (5%), глина (7%)	2700	3,7
Глина (Гл. 1212)	»	39	»	463—467	Антиклиналь СЗ простирания, Свод, надвиг (разломная часть). Излом под углом 72°	Текстура хорошо ориентированная. Тонко рассеянные сульфиды (5%) подчёркивают ориентировку. Кварц (0,02—0,04) составляет 5%	350	∞
Глина (Гл. 1268)	»	49	»	437—446	Свод, надвиг. Излом под углом 15°	Текстура хорошо ориентированная. Органическое вещество и тонкие скопления сульфидов подчёркивают ориентировку. Кварц (0,01—0,04) составляет 7%	370	∞
Глина (Гл. 1239)	»	49	»	509—617	Тонкая слоистость под углом 80°	Текстура хорошо ориентированная. Органическое вещество и тонкие скопления сульфидов подчёркивают ориентировку. Кварц (0,01—0,04) составляет 7%	430	∞

Глина (Гл. 1222)	»	49	»	513—520	Тонкая слоистость под углом 15°	Текстура хорошо ориентированная. Сульфиды (0,002—0,015) обогащают микрослойки (0,03), располгающиеся вдоль ориентировки	100	2,4
Глина алевритовая (Гл. 1324)	»	43	»	9—18	ЮЗ крыло антиклинали, далекое погружение. Тонкая неясная слоистость под углом 52°	Обломочные частицы 0,02—0,05 (45%). Круночешуйчатая гидрослюда хорошо ориентирована. Сидерит 0,01 составляет 6%. Примеси: органическое вещество, сульфиды, глаукониты	1000	3,0
Алеврит (Ал. 1827)	Актафа, Гырах-кесаман	7	»	398—404	Курильская межгорная впадина (восточная часть). Палантеканский синклинорий. Свод пологой антиклинали. Слоистость горизонтальная	Обломочные частицы 0,03—0,07 (кварц, обломки пород) 40%, глина ориентирована, обогащена органическим веществом и сульфидами (9%)	100	∞
Глина (Гл. 1832)	То же	7	»	425—431	Курильская межгорная впадина (восточная часть). Палантеканский синклинорий. Свод пологой антиклинали. Слоистость горизонтальная	Текстура ориентированная. Состав — крупночешуйчатая гидрослюда, алевритовый материал (8%), кальцит (4%)	250	∞
Глина (Гл. 1956)	Кущевская	К-10	Верхний эоцен	578—584	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины. Ейско-Березанский вал	Текстура ориентированная. Состав — гидрослюда, алевритовый материал 0,01—0,08 (3%), углистое вещество, пирит. Порода исключительно однородная	400	∞
Алеврит (Ал. 1959)	То же	К-10	То же	608—614	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины. Ейско-Березанский вал	Текстура ориентированная. Состав — гидрослюда, алевритовый материал 0,02—0,05 (15%), углистые частицы, пирит, глауконит (10%)	250	∞

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси керны.

** Направление преимущественной ориентировки не огораивается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца*	Микроскопическое описание (размеры в мкм)**	Пределы устойчивости при вдавлении, кг/см ²	Коэффициент пластичности K
Мергель (М. 1961)	Кущевская	K-10	Верхний эоцен	632—638	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины. Тихорецко-Кропоткинская депрессия. Западное погружение Северо-Ставропольского вала. Антиклинал 3—СЗ—В приклиналь (по изогипсам нижнего мела). Дальнее погружение. Тонкая неопределенная слоистость	Мергель с многочисленными остатками фораминифер (0,04—0,07), глауконитом (3%), алевроитовыми частицами (1%)	200	∞
Алевролит (Ал. 1965)	То же	K-10	Средний эоцен	901—907	То же	Алевролит кварцевый с гидрослюдам, несколько ориентированным цементом шпиритом	420	∞
Глина (Гл. 1967)	»	K-10	То же	913—917	То же	Глина алевроитовая (30%), гидрослюдистая с глаукоктонитами (2%), углестыми частицами (2%). Кварц 0,01—0,04	350	3
Глина (Гл. 250)	Расшириватская	34	Эоцен, белая свита	4200—4203	То же	Текстура ориентированная. Состав — гидрослюда, алевроитовый материал (20—30%), представленный кварцем 0,01—0,05, шпирит 0,005—0,01 (7%), глауконит (2%)	250	∞
Алевролит (Ал. 246)	То же	34	Эоцен, зеленая свита	1642—1647	СЗ периклиналь (по изогипсам нижнего мела). Дальнее погружение	Алевролит кварцевый (0,01—0,06) с глаукоктонитово-гидрослюдистым цементом. Гидрослюда (30%), глауконит 0,06—0,15 (12%), шпирит 0,005—0,01 (4%)	1300	7
Глина (Гл. 251)	»	34	То же	4310—4319	Излом под углом 82°	В тонкой карбонатной массе содержится фораминиферы 0,04—0,4 (9%). Глины сравнительно немного	400	4
Мергель (М. 1316)	Дылым	43	Эоцен, фораминифероносная свита	420—421	То же	В тонкой карбонатной массе содержится фораминиферы 0,04—0,4 (9%). Глины сравнительно немного	4200	1,8
Мергель (М. 1313)	То же	43	То же	493—498	То же	В тонкой карбонатно-глинистой массе содержится фораминиферы 0,03—0,3 (15%). Трещинки (0,03) неравномерно развиты повсеместно	5000	2,3
Мергель (М. 1793)	Паракар	114	Эоцен	821—825	Малый Кавказ, Излом керн на горизонтальный	В тонкой карбонатно-глинистой массе содержится фораминиферы 0,07—0,7 (6%). В породе значительное количество глины	1250	∞
Известняк (Из. 1791)	То же	114	То же	1003—1012	То же	Известняк глинистый, алевроитистый (10%). Основная масса микрозернисто-пелитоморфная с фораминиферами (0,1). Обломочные частицы — остроугольные плаггиоклазы 0,03—0,07	4400	2,8
Песчаник (П. 1784)	»	114	»	1021—1027	Тонкая слоистость под углом 80°	Песчаник-известняк. Кластический материал — обломки пелитоморфного известняка	2000	4

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси керна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина залегания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности микротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в мкм) **	Предел упрочения при давлении P_0 , МПа/см ²	Коэффициент K
Песчаник (П. 1784)	Паракар	114	Эоцен	1024—1027	Тонкая слоистость под углом 80°	(0,2—0,5), карбонатные органические остатки (0,5—1,5), обломки эффузивных пород и остроугольные плагиоклазы (0,2—0,3) в количестве 30%. Цемент (20%), кальцит 0,03—0,2	2000	4
Мергель (М. 193)	Распиватская	41	Палеоцен	2095—2100	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины. Тихорецко-Кропоткинская депрессия. Западное погружение Северо-Ставропольского вала. Антиклиналь З—СЗ—З прогиб (по изогипсам нижнего мела). Дальнее погружение. Тонкая слоистость под углом 80°	В тонкой глинистой карбонатной массе (кальцит 0,003—0,008) содержатся немногочисленные фораминиферы 0,2	3,7	9
Песчаник (П. 206)	То же	24	То же	2095—2100	Свод антиклинали (по изогипсам нижнего мела)	Песчаник полевошпатово-кварцевый (угловатые зерна 0,07—0,1). Цемент (35%) сложен глауконитом (14%), кальцитом (7%), вторичным кварцем и глиной	2900	4,5
Алевролит (Ал. 208)	»	24	»	2292—2307	Тонкая неопределенная горизонтальная слоистость	Алевролит полевошпатово-кварцевый (0,02—0,1). Це-	7000	1,97

Песчаник (П. 227)	»	35	»	1926—1930	СЗ переклиная антиклиналь (по изогипсам нижнего мела). Дальнее погружение	мент (50%) состоит из глины, кальцита (28%), глауконита (4%). Обломочный материал ориентирован вдоль наклоня	2000	5,8
Алевролит (Ал. 1983)	Некрасовская	3	Нижний палеоцен, эльбурганский горизонт	2534—2536	Западно-Кубанский передовой прогиб (внешнее приплатформенное крыло). Западное погружение Южно-Ставропольского вала. Тончайшая горизонтальная слоистость	Восточное крыло брахиантиклинали. Алевролит кварцевый (0,01—0,03) с гидростлюдистым цементом (50%) с выделением крупных чешуек. Примеси: глауконит углистое вещество пирит	4000	2,4
Алевролит (Ал. 1984)	То же	3	То же	2583—2588	Излом кернa под углом 76°	Алевролит полевошпатово-кварцевый (0,03—0,05) с глауконитово-гидростлюдистым цементом (35—40%)	550	7,5
Алевролит (Ал. 1985)	»	3	Нижний палеоцен	2677—2682	Излом следа наклоненный, но плохо выражен	Алевролит кварцевый (0,02—0,07) с глауконитово-гидростлюдистым цементом (50%). Примеси: углистое вещество, пирит. Текстура неправильно, неотчетливо слоистая	5500	1,7
Алевролит (Ал. 1988)	»	1	Нижний палеоцен, эльбурганский горизонт	2804—2811		Алевролит кварцевый (0,01—0,06) с глауконитово-гидростлюдистым цементом (50—60%), кальцит (9%)—0,02	5000	2,0

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси кернa.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина застывания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца *	Микроскопическое описание (размеры в м.м.) **	Предел упрочения при выдавливании $P_{0,1}$, МПа/см ²	Коэффициент K пластичности
Глина (Гл. 1986)	Некрасовская	3	Нижний палеоцен	2616—2921	Излом слегка наклоненный, но плохо выражен	Текстура слабо ориентированная, неясно слоистая. Состав — гидрослюда, кальцит (45%), алевролитовые частицы, шпирит, глауконит	8200	2
Известняк (Из. 216)	Расшиватская	41	Верхний мел	2669—2673	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины. Тихорецко-Кропоткинская депрессия. Антиклиналь СЗ простирания	Известняк органогенно-детритусовый. Обломки организованы микрозернистым и пелитоморфным кальцитом. Кварц (4%), глауконит (3—4%)	13 300	2,2
Глина (Гл. 244)	То же	39	То же	1386—1396	СЗ периклиналь (по изогипсам нижнего мела). Средняя часть. Излом под углом 82°	Глина гидрослюдистая, алевролитовая (кварц, слюда) 30%. Глауконит 0,03—0,05 (16%). Текстура ориентированная	1000	3,7
Известняк (Из. 214)	Привольнская	1	»	2487—2491	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины. Тихорецко-Кропоткинская депрессия. Брахиантиклиналь СВ простирания	Известняк органогенно-детритусовый. Обломки организованы микрозернистым и пелитоморфным кальцитом. Глауконит (1%), кварц (1%)	7500	2,4
Мергель (М. 287)	Кумская	1	»	914—917	—	В микрозернисто-пелитоморфной глинисто-карбонатной массе содержится фораминиферы, остракоды, 0,02—0,07—0,15 (45%) Мергель с остатками фораминифер (10%) и алевроитовой примесью (5%)	9400	2,84

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси керна.

** Направление преимущественной ориентировки не отговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

Мергель (М. 1987)	Некрасовская	3	»	2921—2928	Западно-Кубанский передовой прогиб (внешнее приплатформенное крыло). Западное погружение Южно-Ставропольского вала. Восточное крыло брахиантиклинали	ниферы, остракоды, 0,02—0,07—0,15 (45%) Мергель с остатками фораминифер (10%) и алевроитовой примесью (5%)	8000	2,4
Известняк (Из. 268)	Привольнская	2	Юра	2494—2497	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины. Тихорецко-Кропоткинская депрессия. Западное погружение Северо-Ставропольского вала. Антиклиналь З—СЗ—З простирания. СЗ периклиналь (по изогипсам). Дальнее погружение. Система трещин под углом 38° через 30—40 м.м. выполнена кальцитом	Доломит 0,003—0,01 с оолито-подобными скоплениями марганца 0,01—3,5 (30%). Крупинки марганца 0,005—0,015	9000	1,88
Песчаник (П. 269)	То же	2	Нижний мел	2395—2398	Тихорецко-Кропоткинская депрессия (восточная часть). Брахиантиклиналь СВ простирания. ЮВ крыло	—	4800	2,44
Песчаник (П. 1997)	Некрасовская	1	То же	3248—3257	Свод брахиантиклинали (по изогипсам нижнего мела). Тонкая волнистая слоистость под углом 76°	Песчаник кварцевый (0,04—0,15) с гидрослюдисто-глауконитовым цементом (40%). Глауконит 0,07—0,3 (20%)	3700	∞

Порода (шифр)	Площадь	№ скважины	Возраст	Глубина заделания, м	Тектоническая характеристика месторождения. Особенности макротекстуры образца*	Микроскопическое описание (размеры в мкм)**	Предел упругости при сжатии — при сдвиге — при растяжении — коэффициент λ
Песчаник (П. 1901)	Самурская	К-6	Нижний мел, готеривский ярус То же	412—414	Западно-Кубанский передовой прогиб (восточная часть). Адыгейский выступ	Песчаник кварцевый (с полевыми шпатами). Цементировобазальный карбонатный (35%) и контактный кварцевый	14 000
Глина (Гл. 1927)	То же	К-6	То же	4124—4129	Тонкая горизонтальная слоистость	Глина алевролитстая (18%) с ориентированной горизонтальной текстурой. Состав — гидрослюда, кварц 0,01—0,05, органическое вещество	2000
Известняк (Из. 270)	Привольнская	2	Юра	2476—2479	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины. Тихорецко-Кроноткинская депрессия (восточная часть). Брахиантиклиналь СВ простирания. ЮВ крыло. Излом керна под углом 76°	Известняк доломитовый с включениями ангидрита (3—4%). Размер зерен 0,08—0,15	9500
Известняк (Из. 330)	Нальчикская	2	То же	964—967	Большой Кавказ. Моноклиналь северного склона СВ падения	Известняк органический. Округлые образования из пелитоморфного кальцита 0,45—0,8 (70%). Поры 0,08—0,2 (28%)	4400
Ангидрит (Ан. 332)	То же	2	»	1339—1341		Ангидрит равномерно зернистый 0,01—0,04. Измененные зерна составляют 30%	10 800
Песчаник (П. 184)	Распиватская	41	Палеозой	3064—3063	Платформенная часть Азово-Кубанской впадины.	Песчаник аркозовый (0,03—0,15) с контактным кварцевым и поровоконтактным хлоритово-мусковитовым цементом (30%)	11 400

Аргиллит (Ар. 185)	То же	41	То же	3023—3027	Тихорецко-Кроноткинская депрессия. Западное погружение Североставропольского вала. Антиклиналь З-СЗ-З простирания. СЗ перигенное. Дальнее погружение. Излом под углом 65°	Аргиллит кремнистый пиритизированный (42%)	4700
Сланец	Паракар	114	Мегаморфический комплекс	1027—1038	Тончайшая слоистость под углом 45—50° Малый Кавказ. Сланцеватость и излом под углом 60°	Текстура неправильно тонкопелитоморфный (55%) и небольшая часть размером 0,05—0,1, кварц 0,01—0,6 и плагиоклазы 0,2—0,5 составляют 25%. Их зерна тонкошуйчатые ориентированные	9800
Сланец карбонатный (Сл. 1780)	То же	114	То же	1090—1096	Сланцеватость и излом под углом 70°	Слоистая. Состав — кальцит пелитоморфный (30%)	3500
Сланец серпичтовый (Сл. 1776)	»	114	»	1090—1104	Сланцеватость и излом под углом 69°	Слои ориентированного серпичита чередуются со слоистыми, обогащенными пелитоморфным кальцитом (30%)	6000
Сланец кварцевый (Сл. 1764)						Текстура линзовидно-слоистая. Состав — ориентированная слюда 0,01 (60%), кварц 0,02—0,04 (20%) разномзернистый, кальцит (20%), концентрирующийся в отдельных слоях 0,1—0,6	18

* Направление слоистости измеряли по отношению к оси керна.

** Направление преимущественной ориентировки не оговаривается в каждом случае, обычно оно соответствует направлению слоистости.

испытаний пород по пятой схеме нагружения, которая в отличие от других схем предназначена для получения массовой информации. Отличительной особенностью методики испытаний по данной схеме является также достаточно общая и в то же время относительно простая форма выражения характеристик пластических и прочностных свойств горных пород.

Характеристиками прочностных и пластических свойств пород при вдавливании являются предел текучести p_0 (либо твердость p_m для хрупких пород) и коэффициент пластичности k . Среди испытанных пород хрупкие породы отсутствовали (понятие «хрупкие породы» применяется здесь в соответствии с классификацией, данной Л. А. Шрейнером [17]). Поэтому в качестве характеристики нарушения упругой устойчивости использовался только предел текучести p_0 .

Для проведения испытаний по пятой схеме были выбраны образцы всех наиболее типичных осадочных пород, отобранных на территории Европейской части СССР (в районах бурения на нефть). Все выбранные образцы были объединены в четыре обобщенных разреза для таких тектонически обособленных участков территории, как Русская платформа, Днепровско-Донецкий авлакоген, Карпатская и Кавказская геологические провинции. Эти разрезы представлены соответственно в табл. 8, 9, 10 и 11, в которых для каждой породы приводятся сведения о месте отбора образца, геологическом возрасте, глубине залегания, особенностях залегания пород в геологической структуре, а также о литологическом составе породы, ее текстуре и структуре. Эти данные могут быть сопоставлены с приводимыми здесь же деформационными характеристиками пород.

Из приведенных таблиц можно сделать вывод о большом разнообразии осадочных пород по минеральному составу, структуре и текстуре. С этим связано большое многообразие пород по их прочностным и пластическим свойствам.

Наиболее общим выводом, вытекающим из анализа данных табл. 8—11, является вывод о сравнительно меньшей прочности и большей пластичности осадочных пород из тектонически активных зон по сравнению с более спокойными зонами. Эта закономерность обнаруживается даже в пределах одной и той же тектонически обособленной провинции (например, в пределах Карпатской либо Кавказской провинций), что объясняется главным образом изменениями в минералогическом составе (значительно больший удельный вес терригенного материала в породах подвижных зон), а также различной степенью литификации пород, т. е. уплотнения терригенных пород, перекристаллизации и доломитизации карбонатных пород в более древних областях спокойного залегания.

Выявление различных тенденций в изменении прочностных и пластических свойств осадочных пород позволяет ставить вопрос о необходимости проведения большой и трудной работы по разработке методики типизации осадочных горных пород на основании количественных данных об их составе, структуре и текстуре.

Проведение такой типизации позволит установить количественные закономерности связи прочностных и пластических свойств с признаками, определяющими тип данной осадочной породы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байдюк Б. В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Гостоптехиздат, 1963.
2. Гзовский М. В. О задачах и содержании тектонофизики. Изв. АН СССР, сер. «Геофизика», № 3, 1954.
3. Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений. Изв. АН СССР, сер. «Геофизика», № 5, 1954.
4. Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. Изв. АН СССР, сер. «Геофизика», № 6, 1954.
5. Гзовский М. В. Метод моделирования в тектонофизике. Советская геология, № 4, 1958.
6. Гзовский М. В. Моделирование тектонических процессов. В кн. «Проблемы тектонофизики». Под ред. В. В. Белоусова и М. В. Гзовского. Госгеолтехиздат, 1960.
7. Койфман М. И. О влиянии размеров на прочность образцов горных пород применительно к задачам управления горным давлением. В сб. «Исследование физико-механических свойств горных пород применительно к задачам управления горным давлением», Изд. АН СССР, 1962.
8. Люстих Е. Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов. ДАН СССР, т. 64, № 5, 1949.
9. Мещеряков Ю. А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований. В сб. «Современные движения земной коры», вып. 1. Изд. АН СССР, 1963.
10. Надап А. Пластичность и разрушение твердых тел. ИЛ, 1954.
11. Напряжение и деформации в деталях и узлах машин. Под ред. Н. И. Пригоровского, Машгиз, 1961.
12. Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А. Разрушение горных пород при динамическом нагружении. Изд-во «Недра», 1964.
13. Протоджяконов М. М. Методы оценки трещиноватости и прочности горных пород в массиве. Доклад на семинаре по вопросам исследования механических свойств горных пород в массиве, Углетехиздат, 1964.
14. Шнейерсон Б. Л. О применении теории подобия при геологическом моделировании. Труды Института теоретической геофизики, т. 3, Изд. АН СССР, 1947, стр. 94.
15. Прандтль Л. О твердости пластических материалов и сопротивлении резанию. В сб. «Теория пластичности», ИЛ, 1948.
16. Шрейнер Л. А. Новый метод определения твердости горных пород и буримость. ДАН СССР, 34, 146, 1942.
17. Шрейнер Л. А. и др. Механические и абразивные свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1958.
18. Шрейнер Л. А., Павлова Н. Н., Якушев В. П., Байдюк Б. В. Применение метода вдавливания для установления сопротивления горных пород разрушению при бурении и качественной оценки пластичности горных пород. В сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
19. Шрейнер Л. А., Павлова Н. Н., Байдюк Б. В., Якушев В. П., Сферина И. Д. Методическое пособие по практическому использованию результатов испытаний механических свойств горных пород методом вдавливания штампа (для нефтяной и других отраслей горнодобывающей промышленности). Изд-во «Недра», 1967.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Глава VI

ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Метаморфические и магматические породы кристаллического фундамента Русской платформы являются представителями второго и третьего крупных слоев земной коры, так называемых гранитного и базальтового слоев. Породы этих слоев подстилают осадочный слой и характеризуются значительной глубиной залегания.

С этим связана относительно слабая изученность не только вещественного состава и структуры пород, слагающих указанные слои земной коры, но и общей структуры самих слоев.

В настоящее время в геологии развиты представления о глыбовом строении гранитного и базальтового слоев, вытекающие из наличия в этих слоях глубинных разломов различного направления, устанавливаемых главным образом на основании геофизических данных.

Физическая сущность понятия «глубинный разлом» до настоящего времени не выяснена. В то же время принято считать, что глубинные разломы играют решающую роль во всех важнейших процессах тектонического развития земной коры, в процессах образования и распределения полезных ископаемых и пр.

Большая роль отводится глубинным разломам кристаллического фундамента и при изучении тектоники и нефтегазонасыщенности Русской платформы. Так, например, для практических целей представляет интерес установление состояния вещества в зоне разлома, а также характер изменения этого состояния с глубиной, что имеет немаловажное значение в связи с изучением природы «корней» глубинных разломов.

Таким образом, проблема глубинных разломов является основной при постановке задач экспериментального изучения деформируемости метаморфических и магматических пород.

В отличие от задач по изучению деформируемости осадочной толщи, рассмотренных в предыдущем разделе, при проведении исследований этих пород основное значение приобретает не выбор методических решений для всестороннего исследования предельных состояний, а нахождение тех высоких абсолютных значений давлений и температур в оптимальных условиях неравномерного всестороннего сжатия, которые обеспечивают достижение перехода этих пород из одного качественного состояния в другое.

Такой упрощенный подход определяется не только относительно большой ролью специфики глубинных условий, но также и отсутствием необходимых данных о возможных видах напряженного состояния глубинных слоев земной коры и верхних слоев мантии Земли. Расшифровка этих данных равносильна раскрытию основополагающих причин тектонического развития земной коры, что на данном этапе развития науки остается нерешенной задачей.

Первой и одной из главных задач при постановке рассматриваемых работ является изучение закономерностей возникновения и изменения остаточных деформаций (пластичности) метаморфических и магматических пород с ростом глубины залегания. Особое значение при этом приобретает изучение различных свойств этой остаточной деформации в условиях, близких к имеющим место в зонах разлома. Эти зоны, мощность которых иногда является достаточно большой (она может достигать многих километров), заполнены деформированным материалом, структурные особенности которого в значительной степени определяют режим движения блоков.

Указанные структурные особенности зависят от свойств остаточной деформации и разрушения породы в данных условиях. Всестороннее изучение свойств остаточной деформации может проводиться только при условии одновременного измерения в течение опыта всех ее компонент.

С вопросами поведения горных пород в зонах повышенной тектонической активности тесно связана вторая основная задача исследований деформируемости метаморфических и магматических пород. Она состоит в разработке критериев поиска следов интенсивной деформации в породах кристаллического фундамента, которая может служить признаком нарушений типа разломов. Проблема обнаружения разломов продолжает оставаться одной из важнейших при решении различных задач как общей геологии, так и геологии полезных ископаемых, в том числе геологии нефти.

Разработка этих критериев может основываться как на учете изменений микроструктуры этих пород в условиях, характерных для их деформации в зонах разломов, так и на базе анализа массовых данных о прочностных и пластических свойствах пород, слагающих толщу.

Большое многообразие метаморфических и магматических пород по их составу и структуре требует выявления закономерностей связи этих факторов с их деформационными свойствами.

Для этого необходимо проведение больших работ по обобщению результатов изучения состава и структуры пород. Результатом обобщения должно быть распределение метаморфических и магматических пород по группам, исходя из признаков, определяющих характер деформационного поведения. Обобщение, основанное на выявлении таких признаков, может проводиться только при наличии массовых данных о деформационных свойствах рассматриваемых пород. Массовость экспериментальных данных должна быть обеспечена методикой механических испытаний.

Третья основная задача изучения деформационных свойств метаморфических и магматических пород связана с прогнозом их возможного деформационного поведения при проводке сверхглубоких скважин для изучения нижних слоев земной коры и верхних слоев мантии Земли [6]. Эта задача имеет большой практический интерес в связи с предполагаемым заложением одной из таких скважин глубиной до 15 км в Печенгском районе Кольского полуострова.

В обзоре результатов экспериментальных исследований деформационных свойств уже было показано, что до последнего времени ни в одном исследовании не ставилась задача изучения свойств всех основных типов магматических и метаморфических пород какого-либо конкретного участка земной коры. Большое число разновидностей этих пород исключает в данном исследовании возможность всестороннего изучения каждой из них в различных условиях. Для проведения испытаний должен быть выбран минимальный комплекс методик, позволяющий решить поставленные задачи.

Глава VII

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ АППАРАТУРА

Решение первой из двух задач исследований деформационных свойств метаморфических и магматических пород, рассмотренных в главе VI, обеспечивается испытаниями при неравноосном сжатии, которые в предыдущем разделе именовались испытаниями по первой схеме нагружения. Однако метод испытаний по данной схеме нагружения не позволяет проводить надежный контроль за деформацией породы в условиях высоких температур. Для подобных исследований должен быть разработан метод измерений, при котором датчик деформаций находится вне испытательной камеры. Применение специального метода, основанного на использовании ультразвука, позволит принципиально решить вопрос об измерениях деформаций породы во всем необходимом диапазоне температур, создаваемых в испытательных камерах. На данном этапе развития исследований его используют для испытания горных пород в условиях всестороннего сжатия до 5000 кг/см^2 и температуры до $350-400^\circ \text{C}$.

Для решения второй и третьей задач, связанных с получением деформационных характеристик большого числа разновидностей пород кристаллического фундамента, принят метод испытаний при вдавливании в породу цилиндрического штампа с плоским основанием. При этом методе осуществляется напряженное состояние, которое в предыдущем разделе именовалось пятой схемой нагружения. Методика проведения испытаний по этому методу подробно описана в литературе [3, 16, 17].

Для проведения испытаний по первой схеме нагружения была создана установка (рис. 32), состоящая из камеры высокого давления 3 с силовым цилиндром 1, предназначенным для создания продольной нагрузки на образец (до $30 T$). Рабочее гидростатическое давление в камере создается при помощи мультипликатора 7, который увеличивает до требуемой величины низкое давление, создаваемое насосной установкой 5 (от испытательной машины ГМС-50). Мультипликатор имеет две камеры — низкого и высокого давления, отношение диаметрально противоположных площадей которых равно $1:50$. Поршень камеры низкого давления и плунжер камеры высокого давления жестко связаны между собой, а для контроля их движения в мультипликаторе имеется специальное приспособление.

Насос 10 типа НЖР служит для предварительного заполнения камер высокого давления установки и мультипликатора рабочей жидкостью (керосином или вазелиновым маслом с гептаном, отбираемым из емкости 9). Жидкость по окончании работы сливается через воронку 4. Насосная установка 5 подключается к силовому цилиндру 1. Давление в системе высокого давления, которое при опыте остается постоянным, измеряется манометром 8. Сбрасывание давления по окончании опыта производится через вентили 2. На линиях низкого давления установлены манометры 6.

Общий вид камеры высокого давления экспериментальной установки представлен на рис. 33.

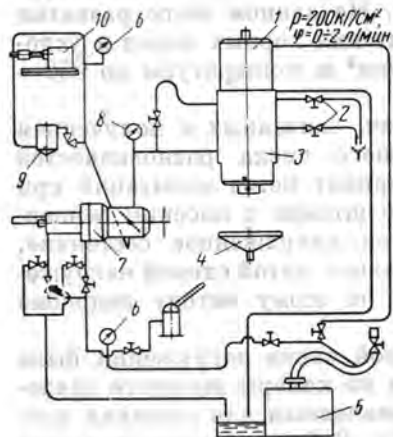


Рис. 32. Схема установки для исследования деформационных свойств горных пород в условиях высоких давлений и температур (5000 кг/см^2 , 300°C).

Корпус камеры двухслойный, наружный цилиндр изготовлен из высококачественной легированной стали 35ХНЗМФА, внутренний — из стали 45ХНМФА. Внутренний цилиндр посажен в наруж-

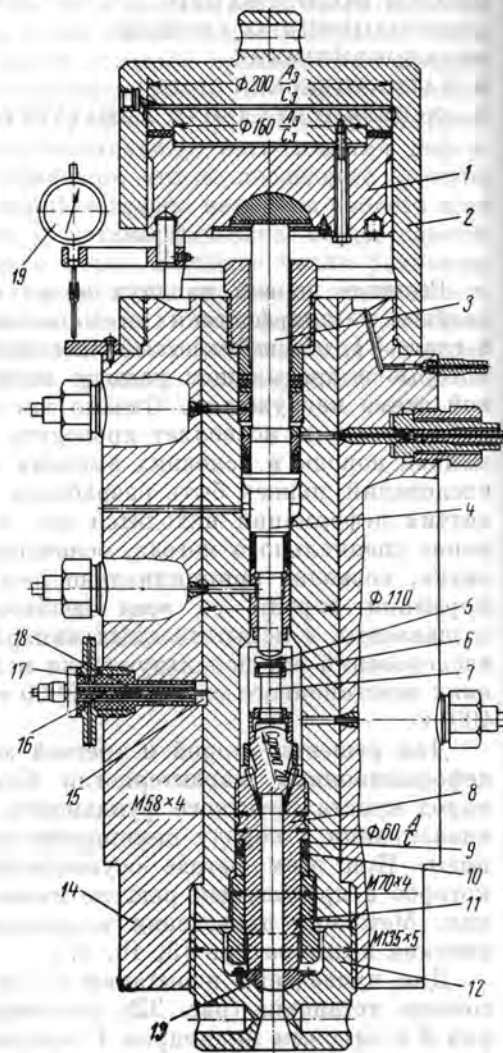


Рис. 33. Общий вид камеры высокого давления установки.

ный по методу глубокого охлаждения. В нижней части корпуса находится испытательная часть камеры, в верхней — вспомогательная.

В испытательной части камеры расположены образец породы 7, электронагреватель, измерительные приспособления, установленные на пробке 8.

В пробке размещены электроводы для нагревательной печи и термопары для измерения температуры в испытательной части камеры, а также электроводы к тензодатчикам для измерения осевой нагрузки на образец, продольной и поперечной деформаций. Электронагревательный элемент (печь) представляет собой спираль из нихрома (проволока диаметром $0,8 \text{ мм}$), намотанную с изоляцией асбестом и скрепленную составом из жидкого стекла, окиси свинца и песка. Сопротивление проволоки 50 ом , сила тока около 3 а , потребляемая мощность $0,5 \text{ квт}$.

Температура измеряется хромель-копелевой термопарой. Пробка ввинчивается в корпус снизу и уплотняется прокладкой 9, которая разжимается кольцом 10 и поддерживается гайкой 11.

Гайка 12 служит звеном, при помощи которого передается продольная нагрузка от силового цилиндра 2 через подпятник 13 на наружный цилиндр корпуса камеры 14, скрепленный с силовым цилиндром. Плунжеры 4 и 3 уплотняются кольцами. Уплотнения плунжеров выполнены в виде наборов из тефлона, бронзы, термостойкой резины и стали.

Поршень 1 силового цилиндра 2 передает продольную нагрузку на плунжер 3. Перемещение поршня 1 относительно корпуса бомбы при деформировании образца фиксируется индикатором часового типа 19. Это перемещение с учетом данных, полученных при специальной тарировке, приблизительно соответствует величине продольной деформации образца.

В установке предусмотрена возможность измерения деформаций образца ультразвуковым методом и при помощи упругих тензодатчиков. Для измерения деформаций породы посредством ультразвука на трех взаимно перпендикулярных площадках внешней боковой поверхности внутреннего цилиндра корпуса камеры установлены три излучателя ультразвуковых колебаний 17, входящие в систему измерения деформаций образца.

Излучатель из цирконата титаниста свинца 15 прижимается к площадке на корпусе камеры стержнем 16, который одновременно служит для подведения электрических импульсов к излучателю и снятия с него импульсов отраженных ультразвуковых волн. Втулка 18, фиксирующая положение стержня, имеет систему охлаждения пластины излучателя.

Испытуемые образцы горных пород имеют форму цилиндров диаметром $15,5 \text{ мм}$ и высотой $26\text{--}34 \text{ мм}$ в зависимости от крепления по торцам и выбранного метода измерений. Образцы высверливают из кернов пород при помощи стальной трубки на настольном сверлильном станке, к рабочему торцу которой при сверлении подается

водная суспензия абразива. После высверливания торцовые плоскости образцов притираются, при этом допускается непараллельность или отклонения по высоте, не превышающие 0,002 мм на 1 мм диаметра. Испытуемый образец изолируется и крепится следующим образом. Образец с некоторым натягом вставляется в тонкостенную трубку из латунной фольги, выточенную по диаметру образца, после чего фольга обрезается с некоторым запасом по длине по сравнению с размером образца. Затем на торцы образца накладываются стальные наконечники 5, на которые натягивается латунная оболочка, плотно прижимаемая к наконечникам гайками 6. При проведении испытаний крепление и изоляция образца иногда проводились и другими способами, для изоляции использовали трубки, спаянные по образующей, на торцы накладывались стальные наконечники, кольцевое пространство между внутренним отверстием которых и кромками латунной трубки заполнялось клеем или сплавом Вуда [4].

На пробке 8 собранный узел образца породы устанавливается в строго центрированном положении.

Для количественного описания процесса деформации пород необходимо знать все параметры их напряженного и деформированного состояний, т. е. величины главных нормальных напряжений $\sigma_z = \sigma_r + p$ и $\sigma_r = \sigma_\theta = p$ и главных относительных деформаций:

$$\varepsilon_z = \frac{\Delta z}{z_0} \text{ и } \varepsilon_r = \varepsilon_\theta = \frac{\Delta r}{r}. \quad (43)$$

Ниже приводится краткое описание принятых схем измерения и регистрации всех необходимых характеристик.

Метод измерений продольных и поперечных деформаций предусматривает их измерение в той части образца, где обеспечивается однородность напряженного и деформированного состояний, т. е. в средней по высоте части, удаленной от торцов. Продольная деформация измеряется на участке в 17 мм, поперечная — в центральной части образца.

Ультразвуковой метод позволяет измерять деформации без введения в камеру дополнительных электроводов, при установке лишь одной упругой скобы, что упрощает проведение опытов.

Метод основан на сравнении времени t распространения ультразвуковых импульсов в жидкости между неподвижным отражателем и подвижным элементом со временем t_1 распространения ультразвука между базовыми отражателями (расстояние L). В любой момент расстояние X между отражателем подвижного элемента и фиксированным неподвижным отражателем равно

$$X = L \frac{t}{t_1} \text{ м.м.} \quad (44)$$

Из установленных на наружной поверхности внутреннего цилиндра корпуса камеры высокого давления трех излучателей один

предназначен для измерения продольной деформации и два для измерения радиальной. Последняя измеряется в двух взаимно-перпендикулярных направлениях.

Время распространения ультразвука между двумя базовыми отражателями (расстояние L) для каждой серии опытов (с выбранными параметрами давления и температуры) устанавливается предварительно.

Общий вид сборки образца породы 1 с упругой скобой 2 для измерения продольной деформации при помощи ультразвука, нагревательной печью 3 и термопарой 4 представлен на рис. 34, а, сборка образца породы 1 при измерении деформации упругими тензотрами 2 и 3 показана на рис. 34, б.

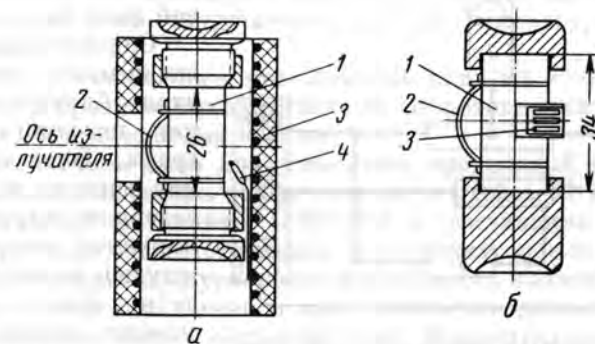


Рис. 34. Общий вид сборки образца для испытания в условиях высоких давлений и температур. а — 1-й вариант сборки; б — 2-й вариант сборки.

В качестве неподвижного фиксированного отражателя ультразвуковых волн при определении времени t применяется внутренняя стенка камеры высокого давления, подвижными отражателями при измерении поперечной деформации является боковая поверхность образца у концов двух взаимно-перпендикулярных диаметров его сечения в средней части, а при измерении продольной — упругая пластинка, закрепленная своими концами в двух точках вдоль образующей образца.

Под действием электрических импульсов пьезоизлучатели периодически посылают короткие ультразвуковые импульсы, частично отражающиеся на внутренней поверхности корпуса камеры, а оставшая часть звуковой энергии переходит в жидкость и направляется к излучателю, который к этому времени становится пьезоэлектрическим приемником. Эти полезные сигналы в несколько десятков тысяч раз менее интенсивны, чем исходный сигнал, поэтому

необходимо их многократное усиление до регистрации при помощи осциллографа.

Электронная часть системы измерения деформаций состоит из следующих основных узлов: импульсного генератора, широкополосного усилителя, цепи синхронизации и управления, автоматического коммутатора, блока питания и катодного осциллографа ОК-17М.

Блок-схема прибора для измерения деформаций горной породы тремя излучателями приведена на рис. 35.

Пьезоизлучатели подключаются к импульсному входу схемы автоматическим коммутирующим устройством. После того как один из излучателей оказывается подключенным к импульсному генератору и широкополосному усилителю, система синхронизации подает

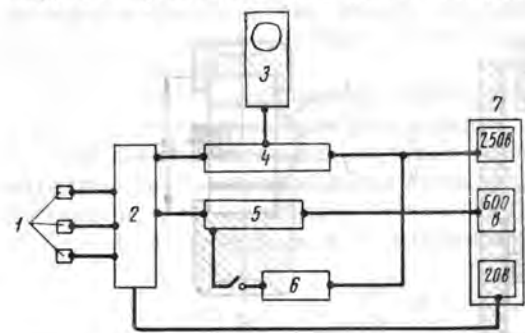


Рис. 35. Блок-схема аппаратуры для измерений деформаций ультразвуковым методом.

1 — излучатели; 2 — автоматический коммутатор; 3 — осциллограф катодный ОК-17М; 4 — широкополосный усилитель; 5 — импульсный генератор; 6 — мультивибратор; 7 — блок питания.

на вход генератора пусковой импульс. Одновременно такой же импульс поступает на вход блока синхронизации катодного осциллографа. Блок синхронизации осциллографа ОК-17М содержит устройство регулируемой задержки пуска ждущей развертки. Благодаря этому устройству момент начала движения луча по экрану осциллографа может быть смещен во времени относительно момента прихода пускового импульса настолько, что начальный участок осциллограммы будет содержать первый из двух отраженных импульсов (а не импульс, возбуждающий излучатель).

Отраженные импульсы воспринимаются пьезоизлучателем и усиливаются широкополосным усилителем. С выхода последнего они поступают на вход усилителя вертикального отклонения луча осциллографа.

Скорость движения луча по экрану осциллографа устанавливается таким образом, что интервал времени между приходом первого и второго отраженных импульсов в исходном положении исследуемого образца растягивается на весь экран. Этим достигается более высокая точность определения абсолютных деформаций.

Записанная осциллограмма состоит из серии кадров, каждый из которых соответствует «опросу» одного из излучателей. Запись производится на непрерывно движущуюся пленку. Направление движения пленки нормально направлению развертки луча на экране осциллографа, скорость движения рассчитана так, чтобы пики по-

следующих импульсов не накладывались на запись предыдущих. Осциллограммы обрабатываются на большом инструментальном микроскопе БИМ, шкала которого имеет цену деления 0,005 мм (предельная погрешность измерений $\pm 0,0025$ мм).

Точности измерения продольных ε_z и поперечных $\varepsilon_r = \varepsilon_\theta$ деформаций ультразвуковым методом равны соответственно ± 10 и $\pm 20\%$ для величин $\varepsilon_{z \min} = 0,1$ мм и $\varepsilon_{r \min} = \varepsilon_{\theta \min} = 0,025$ мм.

В связи со своей относительно невысокой чувствительностью этот метод дает наилучшие результаты при измерении больших пластических деформаций в установках очень высоких давлений и температур. Относительно невысокая температура, создаваемая в применяемой здесь установке, позволяет пользоваться также тензометрическим методом измерений деформаций. Этот широко известный в литературе метод отличается большей чувствительностью, однако его надежность резко ухудшается с ростом температуры и длительности опыта.

Измерение проводилось при помощи упругих скоб с наклеенными на них проволочными датчиками сопротивлений. База датчиков 10 мм, сопротивление 100 ом.

Рабочие датчики скоб для измерения продольной и поперечной деформаций подключались соответственно к входам II и III каналов тензометрической установки 4-АН4-3А и составляли с первой и второй обмотками соответствующих трансформаторов мосты переменного тока. В схемах предусмотрена возможность компенсации уменьшения сопротивления датчиков при повышении давления в камере при помощи переменных сопротивлений. Измерительные диагонали мостов подключены к входам усилителей, с выходов которых сигналы поступают на самопишущие микроампермилливольтметры НЗ73т2.

Точность измерений деформаций этим методом составляет $\pm 4\%$ (для минимальной продольной деформации 0,1 мм) и $\pm 7\%$ (для минимальной поперечной деформации 0,025 мм). Таким образом, в течение опыта записываются изменения во времени Δz и Δr продольного и радиальных размеров образца, продольное усилие P и регистрируется величина всестороннего сжатия $p = \text{const}$.

В качестве динамометра для измерения продольной нагрузки на образец использована верхняя часть пробки 8 диаметром 25 мм (см. рис. 33), на которую устанавливается испытываемый образец породы. В этом месте температура значительно ниже, чем непосредственно у образца. На поверхность этой части пробки наклеиваются четыре проволочных датчика при испытаниях в условиях повышенной температуры датчики должны быть высокотемпературными) с базой 5—10 мм, сопротивлением 50—100 ом. Датчики подключаются ко входу I канала тензометрической установки 4-АН4-3А и составляют с первой и второй обмотками трансформатора установки мост переменного тока. В одно из плеч моста включается сопротивление, необходимое для компенсации уменьшения

сопротивления датчиков при повышении давления в камере высокого давления.

Измерительная диагональ моста переменного тока также подключается к входу усилителя, с выхода которого сигнал поступает на самопишущий микроампермилливольтметр НЗ73-2. Точность измерений усилий $\pm 3\%$ (при минимальном измеряемом усилии 500 $\kappa\Gamma$). Давление жидкости в камере (всестороннее сжатие) измеряется образцовыми манометрами. Точность измерения давления $\pm 10\%$ (при величине давления 500 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$).

Деформации и напряжения по данным измерений рассчитываются по методике, которая уже приводилась в главе IV для первой схемы нагружения.

Глава VIII

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

При рассмотрении задач исследований пород кристаллического фундамента Русской платформы уже указывалось, что механическим испытаниям должны предшествовать большие работы по обобщению результатов изучения состава и структуры пород для выявления характеристик, определяющих их деформационные свойства. В связи с этим постановке исследований деформационных свойств предшествовали детальное ознакомление с геологическим строением выбранных районов, отбор представительных образцов горных пород, а также их макро- и микроописание.

В табл. 12 приведена краткая характеристика петрографического состава пород, их структурных и текстурных особенностей и ориентировки слоистости в испытуемом образце.

Выбранные образцы пород сгруппированы в табл. 12 по районам их залегания, а в пределах районов — по генетическим группам и составу.

В табл. 12 приведены также данные по принятой в исследовании условной группировке пород по степени измененности (пять групп) и по основному минеральному составу (три группы).

В I группу по степени измененности включены некатаклазированные, неизмененные или слабо измененные вторичными процессами породы, во II, III и IV группы — породы соответственно с признаками слабого, среднего и сильного катаклаза [10, 11] и в V группу — породы некатаклизированные, но сильно измененные вторичными процессами.

По минеральному составу породы объединены следующим образом: в I группу включены породы с преимущественным содержанием (70—95%) наименее пластичных светлых минералов (кварца, полевых шпатов) и граната, во II группу — с содержанием тех же минералов в количестве от 35 до 70%, а более пластичных темноцветных минералов (пироксена, оливина, роговой обманки и слюды) — от 30 до 65%, в III группу — с содержанием светлых минералов до 35%, темноцветных от 65 до 100%.

Для большинства пород были определены также некоторые физические свойства, влияние которых на деформационное поведение

Минеральный состав, структурные и текстурные особенности пород,

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклизом и вторичными процессами, ориентировка
ВОЛГО-УРАЛЬ <i>Метаморфические породы</i> Гнейсы, ч а					
852—853	Гнейс биотито-плагио-кловый с гранатом	Удмуртия, Покровская площадь	28	1742—1745	Слабо изменен каолиннизацией, серицитизацией и хлоритизацией. Гнейсовидность (по слюде) под углом 25—30° к направлению деформирующего усилия
872	Гнейс биотито-пироксеновый с гранатом	Пермская область, Старцевская площадь	1	3053—3060.5	Слабо изменен каолиннизацией, хлоритизацией. Гнейсовидность под углом 45° к направлению деформирующего усилия
764—766	Гнейс биотито-пироксеновый	Татария, Ново-Елховская площадь	98	1891—1893	Слабо изменен каолиннизацией, мусковитизацией и серицитизацией. Ориентировка отсутствует
130—131	Гнейс биотито-гранатовый с турмалином и мусковитом	Башкирия, Октябрьский район, Чекап	1	1680—1700	Признаки слабого катаклаза. Слабо изменен микроклинизацией, каолиннизацией и мусковитизацией. Ориентировка сланцеватости (по слюде) параллельна направлению деформирующего усилия
285—287	Гнейс биотитороговообманковый	Татария, площадь Елабуга	121	1783—1784	Признаки среднего катаклаза. Изменен каолиннизацией, хлоритизацией. Ориентировка микросланцеватости под углом 45° к направлению деформирующего усилия
182—184	Гнейс плагио-кловый	Татария, Аргуновская площадь	16	1874—1881	Сильно изменен микроклинизацией слабо каолиннизацией, окварцеванием. Ориентировка сланцеватости (по слюде) под углом 70° к направлению деформирующего усилия

выбранных для исследования в условиях высоких давлений и температур

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					Группа по составу (I—II)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
СКАЯ ОБЛАСТЬ <i>архейского комплекса</i> рнокиты						
I	Кварц Плагиоклаз Гранат Биотит	15 45—50 5 20—25	Лепидогранобластовая	Гнейсовидная	Среднезернистый	II
I	Кварц Плагиоклаз Гранат Пироксен Биотит	15—20 25—30 10 10—15 15—20	Лепидобластовая, местами гранобластовая	Гнейсовидная	Мелкозернистый	II
I	Кварц Плагиоклаз Гранат Роговая обманка Гиперстен Биотит Рудные	9 56 1 2 21 7 4	Лепидогранобластовая	Массивная, однородная	Среднезернистый	II
II	Кварц Плагиоклаз Калиевые полевые шпаты Гранат Мусковит Биотит Турмалин	30 30 3 5 10 20 2	Гранобластовая, местами лепидобластовая	Сланцеватая	Мелкозернистый	II
III	Кварц Плагиоклаз Роговая обманка Биотит	30 30—35 25 10	Порфиролепидобластовая, участками порфиросланцеватая	Микросланцеватая	Разнозернистый	II
V	Кварц Плагиоклаз Микроклин Биотит	30 30—35 25—30 5	Гранобластовая	Неравномерно слоистая	Среднезернистый	I

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклазом и вторичными процессами, ориентировка
813—816	Чарнокит	Татария, Нурлат	68	2005—2010	Признаки среднего катаклаза. Свежий. Отмечается микротрещиноватость
А м ф и					
53—757	Амфиболит	Татария, Ново-Музаевская площадь	255	1660—1661	Слабо изменен окварцеванием, серицитизацией и мусковитизацией. Ориентировка отсутствует
322—325	»	Татария, Азев-Салаушская площадь	4	1716,9—1724	Признаки сильного катаклаза. Слабо изменен каолинизацией и микроклинизацией
Метаморфические породы					
Сланцы, квар					
637	Сланец эпидотовый	Калужская площадь	31	997—1003	Сильно изменен хлоритизацией, плагиоклаз серицитизирован. Ориентировка микросланцеватая — параллельна направлению деформирующего усилия
34—38	Кварцито-сланец	Волгоградская область, Верховская площадь	7	2188—2189	Не изменен. Ориентировка сланцеватости параллельна направлению деформирующего усилия
Магматические породы					
Кислые (граниты,					
108—109	Гранито-гнейс биотито-плагиоклазовый	Башкирия, Шаранская площадь	1530	1797—1800	Изменен каолинизацией, микроклинизацией и окварцеванием. Гнейсовидность (по слюде) под углом 29° к направлению деформирующего усилия

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
V	Кварц Плагиоклаз Силлиманит Мусковит Биотит	70 10 5 5 10	Гранобластовая	Неясно-гнейсовидная	Среднезернистый	I
III	Кварц Плагиоклаз Пироксен Роговая обманка	15 40 25 20	Гранобластовая, местами порфировокатаклатическая	Неясно-гнейсовидная	Крупнозернистый	II
болиты						
I	Кварц Плагиоклаз Пироксен Роговая обманка	3 25—30 15—20 40—45	Гранобластовая	Массивная	Среднезернистый	III
IV	Пирит Кварц Плагиоклаз Кальцевые полевые шпаты Роговая обманка Биотит	2 5—7 5 10 65—67 10	Гранобластовая, местами нематобластовая и порфировокатаклатическая	»	Крупнозернистый	III
протерозойского комплекса						
цитосланцы						
V	Кварц Плагиоклаз Эпидот Биотит	30 50 15 5	Гранобластовая	Микросланцеватая, однородная	Среднезернистый	I
I	Кварц Мусковит Биотит	40 3 57	Лепидобластовая	То же	Мелкозернистый	II
архейского комплекса						
гранито-гнейсы						
I	Кварц Плагиоклаз Микроклин Биотит	20 40 25 15	Гранобластовая	Неясно-гнейсовидная, однородная	Крупно-среднезернистый	I

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ сваяины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклизом и вторичными процессами, ориентировка
642	Гранито-гнейс микроклиновый	Калужская площадь	35	943—948	Сильно изменен микроклинизацией, слабо хлоритизацией и каолинизацией. Гнейсовидность (по слюде) под углом 60° к направлению деформирующего усилия
122	Гранито-гнейс биотитовый	Башкирия, Шаранская площадь	1509	1744—1746.2	Сильно изменен каолинизацией, окварцеванием и микроклинизацией. Гнейсовидность (по биотиту) под углом 50° к направлению деформирующего усилия
830, 834—836	Гранит плагиоклазовый	Татария, Ульяновская площадь	306	1839—1846	Признаки слабого катаклаза, слабо изменен серицитизацией. Гнейсовидность перпендикулярная к направлению деформирующего усилия
Средние (гранодиориты)					
358—360	Гранодиорит разгнейсованный	Татария, Бондюг	91	1591,9—1595,4	Слабо изменен серицитизацией. Гнейсовидность под углом 30° к направлению деформирующего усилия
142—145	Гранодиорит	Башкирия, Бакалы	6	1776—1773	Признаки слабого катаклаза. Слабо изменен микроклинизацией, окварцеванием, серицитизацией. Гнейсовидность (по слюде) под углом 65° к направлению деформирующего усилия
320—321	То же	Татария, Бондюг	104	1705,3—1710,3	Сильно изменен серицитизацией, каолинизацией, хлоритизацией, окварцеванием. Гнейсовидность под углом 45° к направлению деформирующего усилия

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
V	Кварц Плагиоклаз Микроклин Биотит	30 20 35 15	Гранобластовая	Гнейсовидная, однородная	Мелкозернистый	I
V	Кварц Плагиоклаз Микроклин Биотит	30 40—45 10 15	То же	Гнейсовидная	Крупнозернистый	I
II	Кварц Плагиоклаз Роговая обманка Биотит	25 60 10 5	»	Гнейсовидная, однородная	Среднезернистый	I
подиориты)						
I	Кварц Плагиоклаз Роговая обманка Биотит	25—30 40 10 10	Гранобластовая	Гнейсовидная	Среднезернистый	II
II	Кварц Плагиоклаз Микроклин Роговая обманка Биотит	20 45 5 10 20	Гранобластовая, местами лепидобластовая	То же	Крупнозернистый	I
V	Кварц Плагиоклаз Роговая обманка Биотит	35 35 15 15	Гипидноморфная	Неясногнейсовидная	То же	I

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклизом и вторичными процессами, ориентировка
Основные (габбро,					
249	Габбро-норит амфиболовый, разннейсованный	Татария, Ново-Елховская площадь	74	1779,9—1789	Слабо изменен эпидотизацией. Ориентировка сланцеватости под углом 50° к направлению деформирующего усилия
9С—91	Габбро-норит	Куйбышевская область, Мухановская площадь	429	2990—3001,5	Слабо изменен серицитизацией и мусковитизацией. Ориентировка сланцеватости под углом 40° к направлению деформирующего усилия
826—828	Габбро амфиболовое	Татария, Ульяновская площадь	303	1804—1837	Слабо изменен серицитизацией. Ориентировка отсутствует
820—825	Микрогаббро биотитовое	То же	125	1846—1849	Порода свежая, неизменная. Ориентировка отсутствует
609—610	Габбро	Щелковская площадь	7	1375—1377	Признаки слабого катаклаза. Ориентировка отсутствует

Магматические породы протерозой

43	Гранит микроклиновый	Саратовская область, Гусихинская площадь	1	2007—2009	Сильно изменена каолинизацией и серицитизацией. Ориентировка отсутствует
----	----------------------	--	---	-----------	--

Основные (габбро-

159—174	Габбро-диабаз	Башкирия, Чекмагушская площадь	132	2474—2494	Слабо изменен мусковитизацией. Ориентировка отсутствует
---------	---------------	--------------------------------	-----	-----------	---

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	

габбро-нориты)

I	Кварц Плагноклаз Роговая обманка Гиперстен Биотит	10 15 30—35 20—25 15	Лепидонематобластовая	Сланцеватая, неоднородная	Среднезернистый	III
I	Плагноклаз Авгит Роговая обманка	35—40 30 30	Габбровая	Слабосланцеватая, однородная	То же	II
I	Кварц Плагноклаз Авгит Роговая обманка Биотит	10 40 15 20 15		Массивная, однородная	»	II
I	Плагноклаз Гиперстен Биотит	45—50 30—35 15	»	То же	Мелкозернистый	II
II	Кварц Плагноклаз Пироксен	20 25 50—55	Гранобластовая	»	—	II

ского комплекса кислые (граниты)

V	Кварц Микроклин Плагноклаз Роговая обманка	10 40 20 30	Гипидиоморфная	Массивная, однородная	Крупнозернистый	I
---	---	----------------------	----------------	-----------------------	-----------------	---

диабазы, диабазы)

I	Кварц Плагноклаз Авгит Биотит Рудные	3 50 40 5 2	Офитовая	То же	Среднезернистый	II
---	--	-------------------------	----------	-------	-----------------	----

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклизом и вторичными процессами, ориентировка
668	Габбро-диабаз	Калужская область	43	1021—1030	Порода свежая. Ориентировка отсутствует
795—796	Диабаз	Татария, Черемшанская площадь	313	1890—1891	То же

УКРАИНС

Метаморфические породы аргейско

Гнейсы,

465	Гнейс пироксено-плагноклазовый	Украина, Кировоградская область, карьер «Завалье»	—	—	Слабо изменена амфиболитизацией. Сланцеватость перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
536	Гнейс двухслюдистый, плагноклазовый	Кривой Рог, Ингулецкая ГРП	5470	426,4—427,6	Признаки среднего катаклаза. Незначительно изменен каолинитизацией, серицитизацией. Сланцеватость под углом 60° к направлению деформирующего усилия
528	Гнейс очковый, двухслюдистый с турмалином	То же	5470	225,52—232,6	Признаки среднего катаклаза, сильно изменен мусковитизацией. Сланцеватость перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
530	Гнейс двухслюдистый	»	5470	296,2—297,65	Признаки среднего катаклаза. Гнейсовидность параллельная направлению деформирующего усилия
525a	Гнейс плагноклазовый двухслюдистый	»	5470	174,35—175,97	Признаки сильного катаклаза. Сильно изменен серицитизацией. Сланцеватость под углом 25° к направлению деформирующего усилия

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
I	Кварц Плагноклаз Пироксен Роговая обманка Биотит	5 50 15 5 5	Офитовая	Массивная, однородная	Крупнозернистый	II
I	Плагноклаз Авгит Пирит	40 57 3	»	»	Мелкозернистый	II

КИЙ ЩИТ

го и протерозойского комплексов

чарнокиты

I	Кварц Плагноклаз Пироксен Пирит	8 76 15 1	Гранобластовая, близкая к гранулитовой	Слабоволнисто-сланцеватая	Разнозернистый	I
III	Кварц Плагноклаз Слюда	30 40 30	Лепидобластовая	Очковая слабоволнисто-сланцеватая	Мелкозернистый	I
III	Кварц Плагноклаз Турмалин Мусковит Биотит	40 15 5 10 30	Торцовая, местами лепидобластовая	Очковая, волнисто-сланцеватая	Крупнозернистый	II
III	Кварц Плагноклаз Турмалин Биотит	25 25—30 5 20	Мозаичная, местами торцовая и лепидобластовая	Гнейсовидная	Крупнозернистый	II
IV	Кварц Плагноклаз Мусковит Биотит	25 55 10 10	Порфирукластическая	Волнисто-сланцеватая	Разнозернистый	I

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклизом и вторичными процессами, ориентировка
389	Гнейс роговообманковый	Украина, Запорожская область, карьер «Мокрянка»	1—5	15	Слабо изменен серпцитазацией и каолинизацией. Гнейсовидность перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
459	Катаклизит чарнокита	Украина, Кировоградская область, карьер «Гайворонь»	—	—	Сильный катаклиз, слоистость перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
Сланцы, кварциты					
567a	Филлит	Кривой Рог, Ингулецкая ГРП	5470	876,11—877,41	Слабо изменен хлоритизацией. Сланцеватость под углом 80° к направлению деформирующего усилия
568	Сланец тремолитовый	То же	5470	964,3—965,6	Не изменен. Сланцеватость перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
570—571	Сланец биотитоставролитовый, железистый	»	5470	998—999	Признаки сильного катаклаза. Сланцеватость под углом 30—40° к направлению деформирующего усилия
545	Кварцит слюдястый	»	5470	784—791	Признаки среднего катаклаза. Сланцеватость параллельна направлению деформирующего усилия
533	Кварцит кварцево-мусковитовый	»	5470	346,3—347,86	То же
526	Сланец кварцево-двухслюдястый	»	5470	186,45—188,36	Признаки среднего катаклаза. Сильно изменена хлоритизацией. Слоистость перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
548	Сланец кварцево-мусковитовый	»	5470	791,3—799,2	Признаки среднего катаклаза. Сланцеватость под углом 50° к направлению деформирующего усилия

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
I	Кварц Плагиоклаз Роговая обманка	20 40 35—40	Гранобластовая	Гнейсовидная	Среднезернистый	II
IV	Кварц Плагиоклаз Пироксен	60—70 20—25 5	Порфирокатаклическая	—	Разнозернистый	I
сланцы, кварциты						
I	Кварц Мусковит Биотит Турмалин	До 35 35 25—30 2	Лепидогранобластовая	Тонкосланцеватая, однородная	Мелкозернистый	III
I	Тремолит Серпентин	70 30	Нематобластовая	Неясносланцеватая, однородная	То же	III
IV	Кварц Плагиоклаз Биотит Турмалин Пирит	25 30 27 12 6	Лепидобластовая, порфиробластовая	Волнистосланцеватая	»	II
III	Кварц Мусковит	90 10	Гранобластовая	Линзовидная, волнисто-сланцеватая	»	I
III	Кварц Микроклин Мусковит Хлорит	70 10 15 6	Мозаичная, местами лепидогранобластовая	То же	Крупнозернистый	I
III	Кварц Плагиоклаз Мусковит Биотит Хлорит	65 5 10 10 10	Лепидогранобластовая	Линзовидная, линейная	Среднезернистый	I
III	Кварц Мусковит	70 30	Лепидобластовая, местами лепидогранобластовая	Линзовидная, волнисто-сланцеватая	Крупнозернистый	I

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклизом и вторичными процессами, ориентировка
<i>Магматические породы</i>					
Граниты, гра					
535	Гранит	Кривой Рог, Ингулецкая ГРП	5470	412—419	Признаки среднего катаклаза. Слабо изменен мусковитизацией. Ориентировка отсутствует
372	Гранит биотитовый	Кривой Рог, Карачунский карьер	—	15	Признаки сильного катаклаза. Ориентировка неопределенная
452	Гранит плагиоклазовый	Винницкая область, карьер «Гнивань»	—	20	Признаки сильного катаклаза. Слабо изменен микроклинизацией, серицитизацией. Ориентировка отсутствует
<i>Магматические породы протерозойского комплекса</i>					
Кислые (микро)					
398—399	Гранит микроклиновый	Украина, Белая Церковь	—	—	Признаки сильного катаклаза. Сильно изменен каолинизацией, серицитизацией. Ориентировка отсутствует
373	То же	Днепропетровская область, Ново-Николаевский карьер	—	15	Признаки сильного катаклаза. Изменен каолинизацией, серицитизацией, эпидотизацией. Ориентировка отсутствует
370	Гранито-гнейс микроклиновый	Кривой Рог, Карачунский карьер	—	15	Признаки сильного катаклаза. Сильно изменен окварцеванием, мусковитизацией. Гнейсовидность (по слюде) под углом 8° к направлению деформирующего усилия
506	Гранит микроклиновый	Донецкая область, Караньский карьер	—	15	Слабо изменен каолинизацией, серицитизацией, окварцеванием. Ориентировка отсутствует

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
III	Кварц Мусковит Биотит	40 55 5	Лепидобластовая	Сланцеватая	Мелкозернистый	II
<i>аргейского комплекса</i>						
гнейсы						
III	Кварц Плагиоклаз Биотит	20—25 60—65 10	Гипидиоморфная	Массивная, однородная	Среднезернистый	I
IV	Кварц Плагиоклаз Микроклин Биотит	15 20 20 40	Порфиروقатакlastическая	Неясно-гнейсовидная	То же	II
IV	Кварц Плагиоклаз Микроклин	25 70 4	То же	—	Крупнозернистый	I
<i>протерозойского комплекса</i>						
клиновы граниты)						
IV	Кварц Плагиоклаз Микроклин Биотит	25 35 38 2	Гранобластовая, местами порфиروقатакlastическая	Массивная, однородная	То же	I
IV	Микроклин Плагиоклаз Мусковит Эпидот — цонзит	70 10 5 15	Порфиروقатакlastическая	То же	»	I
IV	Кварц Плагиоклаз Микроклин Биотит Мусковит	20—25 30—35 20 10 10	То же	Гнейсовидная	Среднекрупнозернистый	I
I	Кварц Плагиоклаз Микроклин Биотит	30 10—15 45—50 5	Гранобластовая	Массивная, однородная	Крупнозернистый	I

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклазом и вторичными процессами, ориентировка
501	Габбро-диабаз	Донецкая область, Караньский карьер	—	15	Сильно изменен каолинизацией, мусковитизацией. Ориентировка отсутствует
441—445	Базальт	Украина, Ровенская область, Костропольский район, карьер «Берестовки»	—	—	Не изменен. Ориентировка отсутствует

Основные (габбро-

БАЛТИЙС

Метаморфические породы архей

Гнейсы (Мон

1115	Гнейс биотитороговообманковый	Кольский полуостров, участок Ю. Нитис	1154	256	Признаки слабого катаклаза. Порода не изменена. Гнейсовидность параллельна направлению деформирующего усилия
1129	Гнейс биотитовый с гранитом и ставролитом	Кольский полуостров	—	—	Признаки сильного катаклаза. Слабо изменен серицитизацией и хлоритизацией. Гнейсовидность под углом 50° к направлению деформирующего усилия
1108	Гнейс эпидотальбит-биотитовый	Кольский полуостров, участок Нюд	1138	—	Признаки сильного катаклаза. Изменен хлоритизацией, эпидотизацией, каолинизацией. Гнейсовидность под углом 40° к направлению деформирующего усилия
1130	Гнейс биотитороговообманковый	Кольский полуостров, г. Травяная	—	—	Признаки сильного катаклаза. Изменен карбонатизацией, хлоритизацией, эпидотизацией. Ориентировка отсутствует

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					Группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
диабазы, базальты)						
V	Кварц Плагноклаз Авгит Рудные	5 45 45—50 1	Офитовая	Волнисто-сланцеватая, мелкоочковая	Крупно-среднезернистый	II
I	Плагноклаз Пироксен Шпинель Рудные	40—45 40—45 5 5	То же	Массивная, однородная	Мелкозернистый	II

КИЙ ЩИТ

ского и протерозойского комплексов

че-Тундра)

II	Кварц Плагноклаз Роговая обманка Биотит Пирит	10 15 45 25 5	Лепидобластовая	Слабогнейсовидная	Среднезернистый	III
IV	Кварц Плагноклаз Гранат Биотит Ставролит	35 40—45 3 15 2—3	Порфирокатаклатическая	Гнейсовидная, неоднородная	То же	I
IV	Кварц Плагноклаз Эпидот Биотит	25 40—45 15 15	То же	Тонкогнейсовидная	Средне-мелкозернистый	II
IV	Кварц Плагноклаз Кальцит Пирит Биотит Роговая обманка	10 45 10 5 15 15	»	Неясногнейсовидная	—	II

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклазом и вторичными процессами, ориентировка
Слюдь, кварциты (Монче-Тундра, Карелия)					
1107	Сланец серицито-хлорито-кварцевый	Кольский полуостров, участок Риж-Губа	45		Слабо изменен карбонатизацией. Сланцеватость под углом 40° к направлению деформирующего усилия
1106	Сланец кварцево-хлорито-альбитовый	То же	45		Слабо изменен карбонатизацией. Сланцеватость перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
1088	Сланец кварцево-серицито-карбонатный	Карелия, Кочкомская партия	34		Слабо изменен карбонатизацией, микроклинизацией. Сланцеватость под углом 40° к направлению деформирующего усилия
Без номера	Кварцит шокшинский	Карелия, карьер Шокша			Не изменен. Ориентировка отсутствует
Магматические породы архейского и протерозойского комплексов (Монче-Тундра)					
Кислые (граниты, гранито-гнейсы)					
1127	Гранито-гнейс биотито-плагноклазовый	Кольский полуостров, гора Травяная			Признаки среднего катаклаза. Изменен серицитизацией, карбонатизацией. Гнейсовидность под углом 45° к направлению деформирующего усилия
Основные (диабазы)					
1111	Диабаз оливиновый	Кольский полуостров, гора Сопча	790		Сильно изменен серпентинизацией, каолинизацией и серицитизацией. Ориентировка отсутствует

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					Группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
IV	Кварц Плагноклаз Роговая обманка Эпидот Биотит	15 35 35 10 5	Порфирукатак-кластическая	Тонкогнейсовидная	Средне-мелкозернистый	II
че - Тундра, Карелия)						
I	Кварц Хлорит Серицит Прочие	35 40 15 12	Микролепидогранобластовая	Тонково-локнисто-сланцеватая	Мелкозернистый	II
I	Кварц Плагноклаз Хлорит Серицит Кальцит Пирит	15 32 26 10 12 4	Лепидогранобластовая	Тонко-сланцеватая	То же	II
I	Кварц Плагноклаз Микроклин Карбонат Серицит и мусковит	48 5 25 10 11	Гранобластовая	Сланцеватая	Средне-мелкозернистый	I
I	Кварц Прочие	92 8	То же	Массивная, однородная	Мелкозернистый	I
терозойского комплексов (Монче-Тундра)						
гранито-гнейсы)						
III	Кварц Плагноклаз Биотит	25 55—60 15	Порфирукатак-кластическая	Гнейсовидная	Крупно-среднезернистый	I
(диабазы)						
V	Плагноклаз Авгит Оливины Рудные	30 45—50 15 5	Офитовая	Массивная, однородная	Мелкозернистый	III

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклазом и вторичными процессами, ориентировка
1113—1114	Диабаз	Кольский полуостров			Сильно изменен амфиболитизацией, биотитозацией. Ориентировка отсутствует

Ультраосновные (перидотиты, пироксениты, дуниты)

1124	Пироксенит (норит) плагиоклазовый	Кольский полуостров, участок Бобровая Губа		170	Слабо изменен серпентинизацией. Ориентировка отсутствует
1105	Пироксенит	Кольский полуостров			Слабо изменен серпентинизацией. Ориентировка под углом 50—60° к направлению деформирующего усилия
1121	»	Кольский полуостров, гора Солча	165	400	Сильно изменен серпентинизацией. Гнейсовидность под углом 50° к направлению деформирующего усилия
1142	Пироксенит оливиновый	Кольский полуостров, гора Ниттис			Слабо изменен серпентинизацией. Ориентировка отсутствует
1126	Перидотит	Кольский полуостров, гора Ку-мужья			То же
1131	»	То же			Сильно изменен серпентинизацией, слабо серпентинизацией. Ориентировка отсутствует
1132	»	»			Сильно изменен серпентинизацией, слабо серпентинизацией. Ориентировка отсутствует
1133	Оливинит	Кольский полуостров, участок Ю. Ниттис		87	Слабо изменен серпентинизацией. Ориентировка отсутствует

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					Группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
V	Плагиоклаз Авгит Роговая обманка Биотит Рудные	35—40 20 25 10 5	Офитовая	Массивная, однородная	Мелкозернистый	II
I	Плагиоклаз Гиперстен Диопсид Оливин	25—30 65—70 2 3	Пойкилитовая	То же	Крупнозернистый	III
I	Плагиоклаз Гиперстен Оливин	2 95 3	Пандиоморфная	Линейная, трахитоидная	То же	III
I	Гиперстен Диопсид	90 10	То же	Линейная, гнейсовидная	»	III
I	Гиперстен Оливин Диопсид	85 10 5	»	Массивная, однородная	»	III
I	Плагиоклаз Пироксен Оливин	10 15 70—75	»	То же	Разнозернистый	III
V	Плагиоклаз Оливин Гиперстен Диопсид	10 70 15 5	»	»	Крупнозернистый	III
V	Плагиоклаз Оливин Гиперстен Диопсид	5 80 10 5	»	Массивная, трахитоидная	То же	III
I	Оливин Рудные	90 10	»	Массивная, однородная	»	III

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклизом и вторичными процессами, ориентировка
1117	Серпентин-тремолитовая порода	Кольский полуостров, участок Ю. Ниттис, гора Хишпин			Ориентировка отсутствует
1116	Тремолит-серпентиновая порода с реликтами пироксенита	Кольский полуостров, участок Ю. Ниттис	1154	175—179	То же

Метаморфические породы архейского и преге

1190/1723	Гнейс эпидот-биотитовый	Кольский полуостров, район Печенги, гора Мелкоть-Пара	—	—	Слабо изменен каолинизацией. Гнейсовидность перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
1184/1005	Гнейс гранатобититовый	Кольский полуостров, район горы Келт-Мораст	—	—	Слабо изменен каолинизацией. Ориентировка неопределенная
1200/295a	То же	Кольский полуостров, Ристо-Ниеми	—	—	Признаки сильного катаклаза. Слабо изменен каолинизацией. Ориентировка отсутствует

А м ф и

1195/212	Амфиболит	Кольский полуостров, юг Печенгского района	—	—	Сильно изменен серицитизацией, хлоритизацией, мусковитизацией. Ориентировка под углом 40—45° к направлению деформирующего усилия
1201/1702	Амфиболит гранатовый	Кольский полуостров, Печенга, р. Яури-Йоки	—	—	Сильно изменен каолинизацией, эпидотизацией. Ориентировка отсутствует

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
I	Гиперстен Тремолит Серпентин	10 60 30	Реликтовая, спутанно-волнистая	Массивная, однородная	Крупно-среднезернистый	III
I	Серпентин Актинолит Гиперстен	50 35 15	То же	То же	То же	III

терозойского комплекса (Печенгский район)

й с ы

I	Кварц Плагиоклаз Микроклин Биотит Прочие	40 45 3 7 5	Гранобластовая	Гнейсовидная по биотиту	Среднезернистый	I
I	Кварц Плагиоклаз Гранат Биотит	30 50 10 10	То же	Неясно-гнейсовидная	Средне-мелкозернистый	I
IV	Кварц Плагиоклаз Гранат	25 35—40 15	Гранобластовая, участками порфировкатаклическая	Массивная, однородная	Среднезернистый	I

бол и ты

V	Олигоклаз Роговая обманка Биотит Эпидот Сфен	35—40 48—53 5—7 3 2	Гранобластовая	Линейная	Крупнозернистый	II
V	Плагиоклаз Гранат Диопсид Роговая обманка Скаполит	20 25 15 30 10	То же	Массивная	Среднезернистый	II

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклазом и вторичными процессами, ориентировка
1199/1479	Амфиболит	Кольский полуостров, Печенга, р. Улита	—	—	Признаки среднего катаклаза. Сильно изменен серицитизацией и мусковитизацией. Ориентировка перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
С л а					
1196/1131	Сланец роговообманковый	Кольский полуостров, Печенга, Кемеривайвиш	—	—	Не изменен. Сланцеватость перпендикулярна к направлению деформирующего усилия
Магматические породы архейского и протерозойского комплексов (Печенгский район)					
Кислые (граниты, гранито-гнейсы)					
1202/1131	Гранит биотито-плаггиоклазовый	Кольский полуостров, Печенга (из района западнее Верхне-Тулумской ГЭС)	—	—	Сильно изменен микроклинизацией, слабо каолинизацией. Ориентировка отсутствует
1186/3	Гранит биотито-плаггиоклазовый с микроклином	Кольский полуостров, Печенга, район Ура-Губа	—	—	Сильно изменен каолинизацией, серицитизацией, хлоритизацией. Ориентировка отсутствует
1194/8	То же	То же	—	—	Сильно каолинизирован, серицитизирован, хлоритизирован. Ориентировка отсутствует
1189/22	Гнейсо-гранит микроклиноплаггиоклазовый	»	—	—	Сильно изменен каолинизацией и серицитизацией. Гнейсовидность перпендикулярна к направлению деформирующего усилия

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					Группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
III	Плаггиоклаз Роговая обманка	35 60	Гранобластовая	Линейная	Среднезернистый	III
н ц ы						
I	Плаггиоклаз Роговая обманка Магнетит	40 58 2	Нематобластовая	Параллельно-сланцеватая	Среднезернистый	II
терозойского комплексов (Печенгский район)						
гранито-гнейсы)						
V	Кварц Микроклин Плаггиоклаз Биотит Прочие	15 30—35 40 7 3	Гипидиоморфная	Неясногнейсовидная	Крупнозернистый	I
V	Кварц Плаггиоклаз Микроклин Биотит	25 25 32 15	Гранитная, порфировая	Массивная, однородная	То же	I
V	Кварц Плаггиоклаз Микроклин Биотит	15 35 40 10	Гранитная	То же	»	I
V	Кварц Плаггиоклаз Микроклин	28 40 20	Гранобластовая	Слабогнейсовидная	»	I

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклазом и вторичными процессами, ориентировка	Средние					
1181/1700	Диорит гиперстеновый	Кольский полуостров, р. Юры-Йоки	—	—	Не изменен. Ориентировка отсутствует						
1193/94	Диорит	Кольский полуостров, Печенга, район Ура-Губа	—	—	Слабо изменен микроклиннизацией и окварцеванием. Ориентировка неопределенная						
1180/1061	Диорит гиперстеновый	Кольский полуостров Печенга, р. Ната, ручей Росс-Иок	—	—	Не изменен. Гнейсовидность перпендикулярна к направлению деформирующего усилия						
Основные (анортозиты, габбро-											
1192/1706	Анортозит	Кольский полуостров, Печенга, район горы Петспашка	—	—	Не изменен. Гнейсовидность под углом 45° к направлению деформирующего усилия						
1179/448	Габбро-норит оливниновый	Кольский полуостров, Печенга, гора Застатд-1	—	—	Сильно изменен серпентинизацией. Ориентировка отсутствует						
1183/119	То же	Кольский полуостров, Печенга, район верховья р. Ноты	—	—	Сильно изменен серпентинизацией, серицитизацией. Ориентировка отсутствует						

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	группа по составу (I—III)
(диориты)						
I	Кварц Плагиоклаз Гиперстен Диопсид Роговая обманка Биотит	1—2 45 25 15 10 3	Гранобластовая	Массивная, однородная	Среднезернистый	II
I	Кварц Плагиоклаз Гиперстен Роговая обманка	40 60 20 10	Гипидиоморфная	Слабогнейсовидная	Крупнозернистый	I
I	Плагиоклаз Гиперстен Диопсид Биотит	60 30 7 3	Гранобластовая	Отчетливо гнейсовая	Крупно-среднезернистый	II
нориты, долериты, диабазы)						
I	Плагиоклаз Гралаг Скаполит Роговая обманка	80 4 9 5	—	Гнейсовидная	Среднезернистый	I
V	Плагиоклаз Гиперстен Диопсид Оливин Актинолит Биотит Прочие	20 35 25 10 5 3 1	Габбровая	Массивная, однородная	То же	III
V	Плагиоклаз Оливин Авгит Гиперстен	25 20 30 17	То же	То же	Крупнозернистый	

№ образца	Порода	Район отбора образца	№ скважины	Глубина залегания, м	Степень измененности породы катаклазом и вторичными процессами, ориентировка
1187/259	Диабаз	Кольский полуостров, 4-й покров Печенги	—	—	Сильно изменен хлоритизацией, каолинизацией. Ориентировка отсутствует
1204/295	Долерит плагиоклазовый	То же	—	—	Сильно изменен хлоритизацией. Ориентировка отсутствует
1197/295	То же	Кольский полуостров, 4-й покров Печенги, район Райсо-Айви	—	—	То же

Ультраосновные (и

1198/1715	Пироксенит	Кольский полуостров, Печенга, район озера Яор	—	—	Не изменен. Ориентировка отсутствует
1188/1709	Пироксенит гранатовый (эклогит)	Кольский полуостров, Печенга, район горы Петспахта	—	—	Слабо изменен каолинизацией. Ориентировка отсутствует
1182/124а	Дунит	Кольский полуостров, Печенга, район горы Падос	—	—	Слабо изменен серпентинизацией. Отдельности перпендикулярны к направлению деформирующего усилия
1203/126	Гарцбургит	Кольский полуостров, Печенга	—	—	Сильные талько-карбонатно-тремолитовые изменения. Ориентировка под углом 45° к направлению деформирующего усилия

Группа по измененности (I—V)	Минеральный состав					Группа по составу (I—III)
	минерал	%	структура	текстура	зернистость	
V	Плагиоклаз	20	Гранобластовая с реликтами офитовой	Массивная, однородная	Мелкозернистый	III
	Авгит	35				
	Хлорит	15				
	Серпентин	10				
	Прочие	20				
V	Лабрадор	43	Офитовая	То же	То же	III
	Авгит	35				
	Оливин	10				
	Магнетит	5				
	Биотит	2				
V	Прочие	5	Долеритовая	»	»	III
	Основной плагиоклаз	30				
	Авгит	40				
	Соссюрит	10				
	Серпентин и хлорит	20				

роксениты, дуниты)

I	Гиперстен	25	Призматическая	»	Крупнозернистый	III
	Актинолит	62				
	Шпинель	7				
	Оливин	3				
	Прочие	3				
I	Кварц	5	Порфиροгранобластовая	»	Среднезернистый	II
	Плагиоклаз	10				
	Гранат	35				
	Диопсид	40				
	Роговая обманка	5—8				
I	Биотит	2	Панидиоморфная	Кливажоплитчатыми отдельностями	То же	III
	Оливин	98				
	Прочие	2				
V	Энстатит	50	Гипидиоморфная	Трахитоидная	Крупнозернистый	—
	Оливин	10				
	Тремолит	15				
	Тальк	15				
	Карбонат	5				

пород предполагалось значительным (объемный вес и пористость пород¹, статический модуль упругости²).

Из табл. 12 видно, что в качестве представительных образцов горных пород выбраны как свежие и неизменные разности, характерные для исследуемых районов, так и породы с признаками тектонической нарушенности структуры — катаклазированные в различной степени и измененные вторичными процессами.

Все отобранные породы прежде всего испытывали на вдавливание, поскольку трудоемкость этих испытаний, как известно, невелика по сравнению с испытаниями в установке высокого давления. Кроме того, для проведения испытаний пород на вдавливание требовались образцы относительно небольших размеров.

Одновременно с испытаниями пород на вдавливание на том же приборе УМГП-3 определяли модуль упругости и прочность пород при одноосном сжатии.

На основании результатов этих испытаний отбирали породы для более трудоемких и сложных испытаний в установке высокого давления при различных величинах всестороннего сжатия как при комнатной, так и при повышенных температурах (до 300° С).

Образцы пород, отобранных для испытаний в установке высокого давления, подвергались вторичным, более детальным макро- и микроисследованиям. Для проведения последних изготавливали ориентированные шлифы в направлении оси деформирующего напряжения по сечению образца породы, в котором в дальнейшем измеряли продольную и поперечную деформации.

§ 1. Деформационные свойства пород кристаллического фундамента Русской платформы в условиях всестороннего сжатия при комнатной температуре

Испытания основных типов горных пород кристаллического фундамента Русской платформы при комнатной температуре проводили в установке высокого давления при величинах всестороннего сжатия в 1000, 2500 и 4500 кг/см² и на приборе УМГП-3.

По результатам испытаний пород на вдавливание строили первичные графические зависимости: $e = f(P)$, (где P — нагрузка на штамп; e — абсолютная деформация породы при вдавливании штампа), а по результатам испытаний в установке высокого давления $\varepsilon_x = f_1(\sigma_i)$ и $\varepsilon_r = \varepsilon_3 = f_2(\sigma_i)$.

На рис. 36—38 представлено несколько наиболее типичных диаграмм деформаций пород из трех различных групп по составу при вдавливании и сжатии в условиях бокового давления различной величины и комнатной температуры.

¹ Эффективную пористость и объемный вес пород определяли старший лаборант А. И. Мозговая и сотрудник ИГЕМ Е. А. Санина.

² Статический модуль упругости определяли по методике ИГиРГИ на приборе УМГП-3 [4].

Полученные зависимости в обоих случаях полностью характеризуют поведение породы за пределом упругости, поскольку процесс деформации доведен до разрушения образца.

При помощи этих зависимостей можно оценивать условия

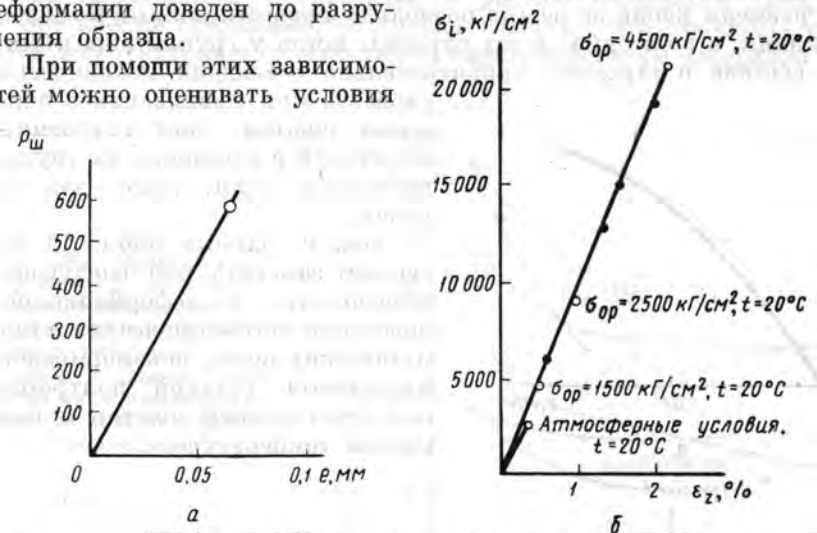


Рис. 36. Диаграмма деформаций шокшинского кварцита при вдавливании (а) и испытании в условиях всестороннего сжатия различных величин (б).

нарушения упругой устойчивости пород, т. е. перехода упругих деформаций в пластические или разрушение, а также деформационное поведение породы после такого перехода.

Основные данные по деформационным характеристикам всех испытанных горных пород и исходные физические свойства пород приведены в табл. 13.

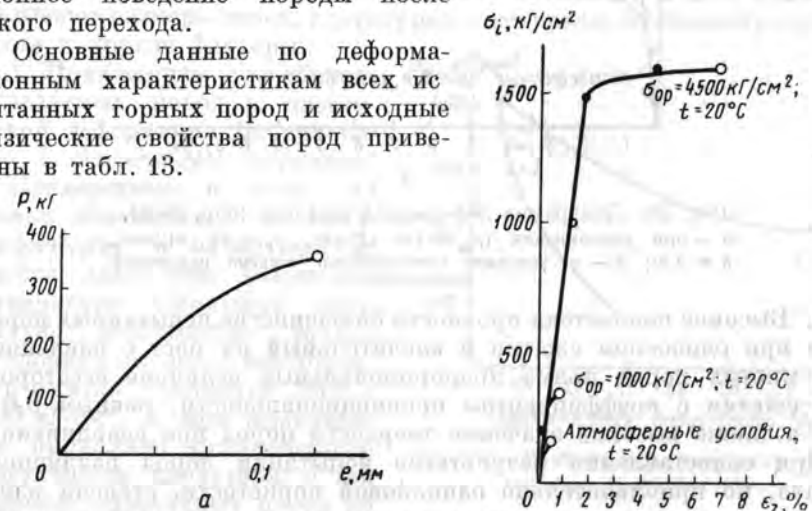


Рис. 37. Диаграмма деформаций биотито-плагиоклазового гнейса с гранатом (обр. 852—853).

а — при вдавливании ($p_{ш} = 290 \text{ кг/мм}^2$, $p_0 = 215 \text{ кг/мм}^2$, $k = 1,7$); б — в условиях всестороннего сжатия различной величины.

Испытания в установке высокого давления проведены не на всех выбранных породах. Это объясняется разными причинами. Во-первых, размеры зерна не всегда позволяли провести полный комплекс испытаний, а во-вторых, в тех случаях, когда у группы пород близкого состава и строения приблизительно совпадали механические

свойства при вдавливании и одноосном сжатии, для трудоемких испытаний в установке из группы выбирался один, реже два образца.

Анализ данных табл. 13 позволяет заметить ряд следующих особенностей в деформационном поведении метаморфических и магматических пород докембрийского фундамента Русской платформы при всестороннем сжатии и комнатной температуре.

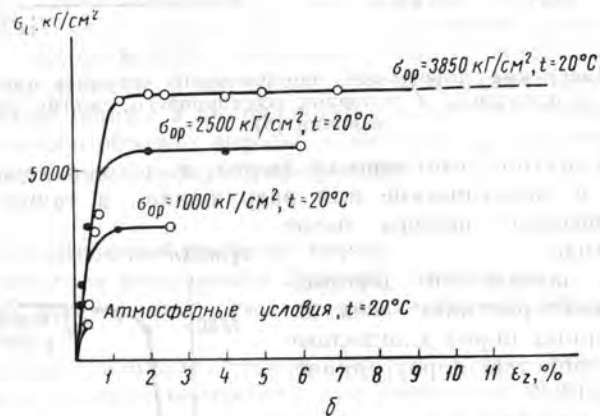
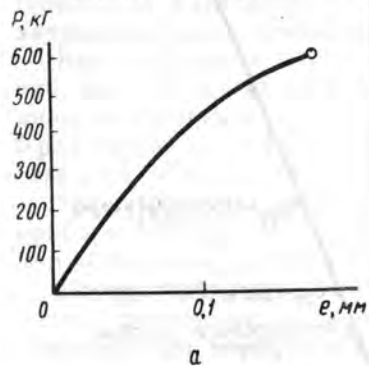


Рис. 38. Диаграмма деформаций филлита (обр. 567а). а — при вдавливании ($p_{ш} = 190 \text{ кг/мм}^2$, $p_0 = 80 \text{ кг/мм}^2$, $k = 2,5$); б — в условиях всестороннего сжатия различной величины.

1. Высокие показатели прочности большинства испытанных пород даже при одноосном сжатии и значительный их рост с давлением (для многих пород прямо пропорциональный величине всестороннего сжатия с коэффициентом пропорциональности, равным 0,6—1,0), а также высокие значения твердости пород при вдавливании.

При сопоставлении результатов испытаний пород различного состава, но приблизительно одинаковой пористости, степени измененности и зернистости отмечается некоторая тенденция к снижению прочности с уменьшением содержания светлых минералов (кварца, полевых шпатов) и граната (рис. 39), а следовательно, с ростом содержания темноцветных минералов (особенно слюды).

Для пород с близким минеральным составом отмечено уменьшение прочностных показателей с ростом пористости (рис. 40).

Это вполне объяснимо, поскольку известно, что прочность относится к структурно-чувствительным характеристикам материала [13]

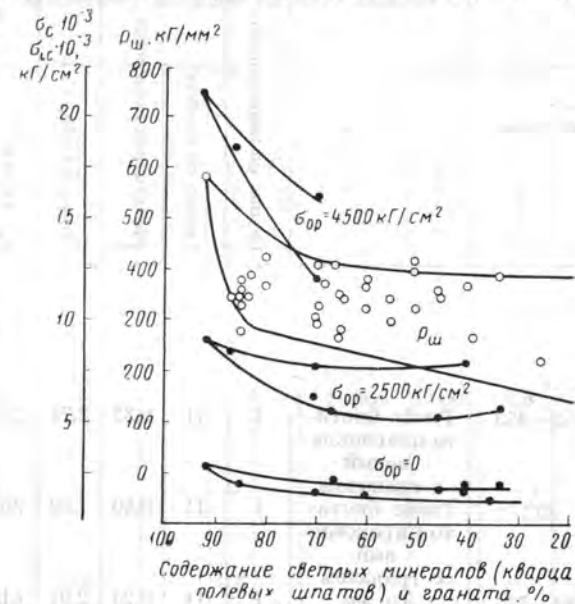


Рис. 39. Зависимость твердости $P_{ш}$, прочности при одноосном сжатии σ_c и прочности $\sigma_{сс}$ при различных величинах всестороннего сжатия свежих и мало измененных пород от их минерального состава.

и на ее величину, помимо минерального состава, большое влияние оказывают размеры зерен, структурно-текстурные особенности, пористость и другие факторы.

2. Пониженная способность исследуемых пород к пластической деформации по сравнению с осадочными породами.

Приведенные в табл. 13 данные показывают, что метаморфические и магматические породы дают при комнатной температуре небольшую остаточную деформацию только в условиях высокого всестороннего сжатия — порядка 2500—4500 кг/см^2 , а при вдавливании проявляют ограниченную пластичность, характерную для наименее пластичных пород по классификации проф. Л. А. Шрейнера (I, II, III категории пластичности [16]).

Следует отметить также такую характерную особенность пластической деформации исследуемых пород при испытании их на сжатие

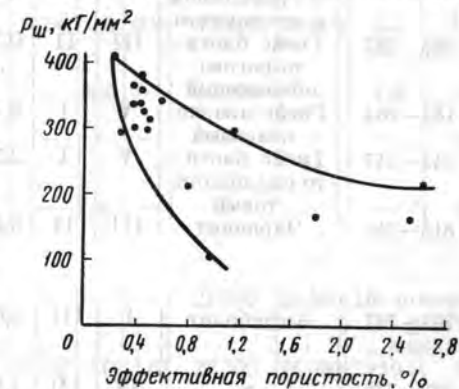


Рис. 40. Зависимость твердости гнейсов $P_{ш}$ от пористости.

Деформационные свойства основных тн
Русской платформы в условиях высок

№ образца	Порода	Группа по изменности	Группа по составу	Эффективная пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Испытания на вдавливание				
						$P_{ш}$, кг/мм ²	P_0 , кг/мм ²	k	σ_0 , кг/см ²	$\sigma_{i,8}$, кг/см ²

ВОЛГО-УРАЛЬ

Метаморфические поро

Гнейсы

852—853	Гнейс биотито-плагиоклазовый с гранатом	I	II	0,32	2,71	290	215	1,7	3500	14 300
872	Гнейс биотито-пироксеновый с гранатом	I	II	0,40	2,69	365	243	1,9	4250	16 500
764—766	То же	I	II	0,24	2,97	410	260	1,8	4250	17 900
130—131	Гнейс биотито-гранатовый с турмалином и мусковитом	II	II	0,43	2,75	385	220	1,9	3900	14 700
285—287	Гнейс биотито-рогово-обманковый	III	II	0,39	2,76	340	285	1,7	5500	18 300
182—184	Гнейс плагиоклазовый	V	I	0,48	2,66	330	240	1,4	4300	15 900
343—347	Гнейс биотито-силлиманитовый	V	I	2,56	2,60	165	115	1,7	—	—
813—216	Чарнокит	III	II	0,60	2,77	340	270	1,3	4400	18 600

Амфиболы

753—757	Амфиболит	I	III	0,66	3,02	385	260	2,0	4300	18 200
322—325	»	IV	III	1,14	2,93	255	180	2,3	2930	12 600

Метаморфические породы

Сланцы, квар

637	Сланец эпидотовый	V	I	3,68	2,74	170	95	5,8	—	—
34—38	Кварцито-сланец	I	II	0,30	2,77	263	155	1,8	2370	11 000

пов пород кристаллического фундамента
их давлений и комнатной температуры

σ_c , кг/см ²	$E \cdot 10^{-5}$, кг/см ²	Испытания в установке высокого давления							
		$\sigma_0 p = 1000$ кг/см ²		$\sigma_0 p = 2500$ кг/см ²			$\sigma_0 p = 4500$ кг/см ²		
		$\sigma_{i,c}$, кг/см ²	$\epsilon_{z,общ}$, %	$\sigma_{i,c}$, кг/см ²	$\sigma_{i,8}$, кг/см ²	$\epsilon_{z,общ}$, %	$\epsilon_{z,ост}$, %	$\sigma_{i,c}$, кг/см ²	$\sigma_{i,8}$, кг/см ²

СКАЯ ОБЛАСТЬ

ды архейского комплекса

Гнейсы

1600	7,3	3300	0,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16 000	15 000	6,8	5,3
1660	7,0	3980	1,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2360	7,2	3980	0,5	5500	—	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1370	6,5	5720	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2990	—	4115	—	6900	6500	2,3	0,8	—	—	—	—	—	—	11 200	10 000	3,4	1,1
1520	5,4	4150	0,7	6900	—	1,0	—	—	—	—	—	—	—	12 300	—	1,8	—
500	—	1090	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1530	6,0	3040	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Литы

2000	10	5650	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21 800	20 500	Не доведено до разрушения	
1360	10,2	2990	0,3	9340	8000	2,0	1,0	—	—	—	—	—	—	22 300	16 500	>10,5	9

протерозойского комплекса

цитосланцы

1280	6	2840	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1720	7	4070	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20 800	20 000	3,4	1,7

№ образца	Порода	Группа по измененности		Эффективная пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Испытания на вдавливание				
		Группа по составу	Группа по измененности			$P_{ш}$, кг/мм ²	P_{0} , кг/мм ²	k	σ_0 , кг/см ²	$\sigma_{ис}$, кг/см ²
<i>Магматические породы</i>										
Кислые (граниты,										
108—109	Гранито-гнейс биотито-плагиоклазовый	I	I	0,55	2,76	375	335	1,4	4950	20 600
642	Гранито-гнейс микроклиновы	V	I	0,37	2,53	270	195	1,7	3150	13 800
122	Гранито-гнейс биотитовый	V	I	0,56	2,75	350	290	1,3	4650	19 700
830, 834—836	Гранит плагиоклазовый	II	I	0,27	2,74	340	270	1,4	4200	19 300
Средние (гра										
358—360	Гранодиорит разгнейсованный	I	II	0,6	2,73	320	250	1,7	4600	16 200
142—145	Гранодиорит »	II	I	0,43	2,70	280	240	1,4	4950	16 500
320—321		V	I	2,49	2,88	180	105	2,3	1960	6 800
Основные (габб										
249	Габбро-норит амфиболовый, разгнейсованный	I	III	0,58	3,08	220	180	2,0	3670	11 500
90—91	Габбро-норит	I	II	0,51	3,12	370	250	1,8	4870	16 000
826—828		I	II	0,89	2,98	315	230	1,5	4410	14 800
820—825	Микрогаббро-биотитовое	I	II	0,31	2,86	425	285	1,5	5500	18 300
609—610	Габбро	II	II	0,63	2,88	360	180	1,7	3440	11 600
<i>Магматические породы про</i>										
Кислые										
43	Гранит микроклиновы	V	I	0,98	2,66	300	205	1,8	3050	14 600

Одноосное сжатие	Испытания в установке высокого давления											
	σ_c , кг/см ²	$E \cdot 10^{-5}$, кг/см ²	$\sigma_0 p = 1000$ кг/см ²		$\sigma_0 p = 2500$ кг/см ²				$\sigma_0 p = 4500$ кг/см ²			
			σ_{ic} , кг/см ²	ϵ_z общ., %	σ_{ic} , кг/см ²	σ_{is} , кг/см ²	ϵ_z общ., %	ϵ_z ост., %	σ_{ic} , кг/см ²	σ_{is} , кг/см ²	ϵ_z общ., %	ϵ_z ост., %
<i>архейского комплекса</i>												
гранито-гнейсы												
2000	6,7	4190	0,6	—	—	—	—	18 600	18 000	2,8	0,5	
—	7	3230	0,5	—	—	—	—	16 300	—	2,0	—	
1620	6,7	1985	0,3	3300	—	0,5	—	—	—	—	—	
—	7,69	3290	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	
нодиориты												
1600	6,7	3740	0,8	6450	6000	1,5	0,7	11 890	10 700	3,0	1,7	
1320	6,1	2570	0,3	5660	—	0,7	—	—	—	—	—	
960	5,4	1580	0,3	—	—	—	—	14 800	—	2,2	—	
ро, габбро-норит												
—	10,85	4400	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	
1990	6,8	4100	0,5	7900	7200	1,8	0,8	—	—	—	—	
1730	10	5300	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	
—	10	4660	0,5	8050	7300	1,2	0,4	—	—	—	—	
1720	10	—	—	5320	6000	1,7	1,2	—	—	—	—	
<i>терозойского комплекса</i>												
(граниты)												
1445	6,3	4300	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—	

№ образца	Порода	Группа по измененности	Группа по составу	Эффективная пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Испытания на вдавливание				
						$P_{ш}$, кг/мм ²	P_0 , кг/мм ²	k	σ_0 , кг/см ²	$\sigma_{ис}$, кг/см ²

Основные (габбро-

159—174	Габбро-диабаз	I	II	1,13	2,94	340	240	1,8	4500	15 300
668	Габбро-диабаз	I	II	0,81	2,85	240	160	1,8	2440	11 100
795—796	Диабаз	I	II	0,96	2,92	480	340	1,7	5300	21 300

УКРАИНСК

Метаморфические породы архейско

Гнейсы, ча

465	Гнейс пироксено-плагноклазовый	I	I	1,05	2,8	105	85	1,5	1510	5 700
536	Гнейс двухслюдистый плагноклазовый	III	I	1,82	2,87	165	120	1,6	2110	8 050
528	Гнейс очковый двухслюдистый с турмалином	III	II	0,40	2,71	300	190	1,9	3070	13 100
530	Гнейс двухслюдистый	III	II	0,85	2,70	370	175	1,8	3100	11 700
525 ^a	Гнейс плагноклазовый двухслюдистый	IV	I	0,47	2,79	360	270	2,4	4450	18 100
389	Гнейс роговообманковый	I	II	0,49	2,87	320	273	1,6	3450	18 100
459	Катаклизит чарнокита	IV	I	0,40	2,66	340	250	1,5	3650	18 000

Одноосное сжатие	Испытания в установке высокого давления											
	σ_c , кг/см ²	$E \cdot 10^{-3}$, кг/см ²	$\sigma_0^0 = 1000$ кг/см ²		$\sigma_0^0 = 2500$ кг/см ²			$\sigma_0^0 = 4500$ кг/см ²				
			$\sigma_{ис}$, кг/см ²	ϵ_z обм, %	$\sigma_{ис}$, кг/см ²	$\sigma_{ис}$, кг/см ²	ϵ_z обм, %	ϵ_z ост, %	$\sigma_{ис}$, кг/см ²	$\sigma_{ис}$, кг/см ²	ϵ_z обм, %	ϵ_z ост, %

диабазы, диабазы)

2860	7,0	4840	0,7	7600	—	0,9	—	—	—	—	—
—	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4230	13,0	6350	0,5	7500	7000	1,0	0,5	—	—	—	—

ИИ ШИТ

го и протерозойского комплекса

рнокиты

—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	7,3	4 250	0,6	—	—	—	—	21 000	—	2,2	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1820	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	14 500	1,42	—	—	—	—	20 300	19 500	> 2,1	Не доведен до разрушения
										(при $\sigma_0^0 = 3800$ кг/см ²)	

№ образца	Порода	Группа по изменчивости	Группа по составу	Эффективная пористость, %	Объемный вес, $\varepsilon/\text{см}^3$	Испытания на вдавливание				
						$P_{\text{ш}}, \text{кг/мм}^2$	$P_0, \text{кг/мм}^2$	h	$\sigma_0, \text{кг/см}^2$	$\sigma_{i_8}, \text{кг/см}^2$

Сланцы, кварцито-

567 ^a	Филлит	I	III	0,49	2,72	165	85	2,2	1400	5 760
568	Сланец тремолитовый	I	III	1,8	2,92	70	48	2,2	—	—
570—571	Сланец биотитоставролитовый	IV	II	0,70	3,0	147	110	2,1	1780	7 400
545	Кварц слюдястый	III	I	0,88	2,65	235	182	1,6	2550	13 200
533	Сланец кварцевомусковитовый	III	I	0,57	2,87	210	150	1,5	2460	10 300
526	То же	III	I	0,74	—	405	204	1,4	3250	13 800
548	»	III	I	0,74	2,66	267	155	1,8	2300	11 400
564	»	III	II	1,01	2,69	145	100	1,8	1650	6 800

Магматические породы

535	Гранито-гнейс	III	I	0,55	2,71	320	270	1,3	4200	1 930
372	Гранит биотитовый	IV	II	0,87	2,7	365	170	2,6	2500	1 200
452	Гранит плагиоклазовый	IV	I	1,01	2,60	280	215	1,5	3490	14 300

Магматические породы

Кислые (микрокл-

398—899	Гранит микроклиновый	IV	I	0,23	2,54	320	240	1,3	3650	17 000
373	То же	IV	I	1,02	2,7	420	250	1,7	4600	16 200
370	Гранито-гнейс микроклиновый	IV	I	1,46	2,62	315	280	1,7	3750	15 900
506	Гранит микроклиновый	I	I	0,86	2,62	275	218	1,4	3600	15 000

Основные (габбро-

501	Габбро-диабаз	V	II	0,85	2,99	390	183	2,4	2890	12 650
441	Базальт	I	II	2,28	2,87	355	205	2,3	—	—

Одноосное сжатие	Испытания в установке высокого давления											
	$\sigma_0, \text{кг/см}^2$	$E \cdot 10^{-3}, \text{кг/см}^2$	$\sigma_0 p = 1000 \text{ кг/см}^2$		$\sigma_0 p = 2500 \text{ кг/см}^2$				$\sigma_0 p = 4500 \text{ кг/см}^2$			
			$\sigma_{i_0}, \text{кг/см}^2$	$\varepsilon_{z \text{ общ}}, \%$	$\sigma_{i_0}, \text{кг/см}^2$	$\sigma_{i_8}, \text{кг/см}^2$	$\varepsilon_{z \text{ общ}}, \%$	$\varepsilon_{z \text{ ост}}, \%$	$\sigma_{i_0}, \text{кг/см}^2$	$\sigma_{i_8}, \text{кг/см}^2$	$\varepsilon_{z \text{ общ}}, \%$	$\varepsilon_{z \text{ ост}}, \%$

сланцы, кварциты

1000	7,0	3630	2,7	5500	4200	6,3	5,0	6900	5000	Не доведен до разрушения	—
—	—	($\sigma_{0s} = 3100$)	($\varepsilon_{z \text{ ост}} = 2,0$)	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
850	6,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

архейского комплекса

1690	7,2	8800	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

протерозойского комплекса

—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	7,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

диабазы, базальты)

2470	9,7	—	—	15 000	14 500	3,12	1,6	—	—	—	—
------	-----	---	---	--------	--------	------	-----	---	---	---	---

№ образца	Порода	Группа по изменности	Группа по составу	Эффективная пористость, %	Объемный вес, ρ , г/см ³	Испытания на сдавливание				
						$\rho_{ш}$, кг/мм ²	ρ_{0} , кг/мм ²	μ	σ_{0} , кг/см ²	σ_{18} , кг/см ²

БАЛТИЙС

Метаморфические породы аргейск

Гнейсы (Мо)

1115	Гнейс биотито-роговообманковый	II	III	0,90	2,93	230	170	2,0	2200	6 630
1129	Гнейс биотитовый с гранатом и ставролитом	IV	I	1,59	2,73	320	220	1,8	3900	14 700
1108	Гнейс эпидотальбито-биотитовый	IV	II	0,95	2,65	220	178	1,8	2810	11 900
1110	То же	IV	II	1,2	2,75	325	244	1,6	4320	16 300
1130	Гнейс биотито-роговообманковый	IV	II	1,74	2,80	240	185	1,5	3300	12 300
1109	Гнейс эпидотцоизито-роговообманковый	IV	II	1,47	2,90	340	205	1,9	3126	14 500

Сланцы, кварциты (Мо)

1107	Сланец серицито-хлорито-кварцитовый	I	II	1,2	2,72	80	61	1,7	—	—
1106	Сланец кварцево-хлоритоальбитовый	I	II	1,7	2,75	168	128	1,8	—	—
1088	Сланец кварцево-серицитокарбонатный	I	I	0,67	1,87	385	238	1,5	3440	16 990
—	Кварц шокшинский	I	I	0,36	2,67	580	—	1	3200	41 500

Одноосное сжатие	Испытания в установке высокого давления							
	$\sigma_{0p} = 1000$ кг/см ²		$\sigma_{0p} = 2500$ кг/см ²			$\sigma_{0p} = 4500$ кг/см ²		
	σ_{1c} , кг/см ²	ϵ_z общ., %	σ_{1c} , кг/см ²	σ_{18} , кг/см ²	ϵ_z общ., %	σ_{1c} , кг/см ²	σ_{18} , кг/см ²	ϵ_z общ., %

КИЙ ЩИТ

ого и протерозойского комплексов

нче - Тундра)

—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2840	8,1	4650	0,4	9000	—	0,9	—	21 300	—	2,5	—	—	—
		(при $\sigma_0 = 1500$ кг/см ²)											

нче - Тундра, Карелия)

№ образца	Порода	Группа по измененности	Группа по составу	Эффективная пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Испытания на вдавливание				
						$P_{пл}$, кг/мм ²	P_0 , кг/мм ²	k	σ_0 , кг/см ²	σ_{48} , кг/см ²

Метаморфические породы архейского и

Гне

1190 1723a	Гнейс эпидот-биотитовый	I	I	1,18	2,68	300	195	1,6	3150	13 800
1184 1005	Гнейс гранато-биотитовый	I	I	1,83	2,66	300	190	1,5	3100	13 100
1200 295a	То же	V	I	0,81	2,76	210	140	1,6	2220	9 830

Амфиб

1195 212	Амфиболит	V	II	1,24	2,82	235	143	2,5	2200	10 250
1201 1702a	Амфиболит гранатовый	V	II	1,23	3,41	340	205	2,1	3320	14 150
1199 1479	Амфиболит	III	III	1,23	2,97	370	190	2,7	3130	13 100

Сла

1196 1131	Сланец роговообманковый	I	II	1,04	2,99	340	240	1,5	3920	16 600
--------------	-------------------------	---	----	------	------	-----	-----	-----	------	--------

Магматические породы архейского и про

Кислые (граниты,

1202 1462	Гранит биотито-плагиоклазовый	V	I	1,84	2,68	305	183	1,5	2900	12 600
1186/3	Гранит биотито-плагиоклазовый с микроклином	V	I	2,15	2,61	285	190	1,8	3050	13 100
1194/28	То же	V	I	0,78	2,68	280	200	1,6	3250	13 800
1189/22	Гнейсо-гранит микроклин-плагиоклазовый	V	I	0,88	2,64	260	167	1,7	3050	11 500

Одноосное сжатие	Испытания в установке высокого давления											
	σ_0 , кг/см ²	$E \cdot 10^{-5}$, кг/см ²	$\sigma_0 p = 1000$ кг/см ²			$\sigma_0 p = 2500$ кг/см ²			$\sigma_0 p = 4500$ кг/см ²			
			σ_{40} , кг/см ²	ε_{40} , %	σ_{48} , кг/см ²	ε_{48} , %	σ_{48} , кг/см ²	ε_{48} , %	σ_{48} , кг/см ²	ε_{48} , %		

протерозойского комплексов (Печенгский район)

йсы

—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

олиты

—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

нцы

—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

терозойского комплексов (Печенгский район)

гранито-гнейсы)

—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

№ образца	Порода	Группа по изменности	Группа по составу	Эффективная пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Испытания на вдавливание				
						P_m , кг/мм ²	P_0 , кг/мм ²	k	σ_0 , кг/см ²	σ_{fs} , кг/см ²

Средние

1181/1700	Диорит гиперстеновый	I	II	1,44	2,94	320	240	1,6	3560	17 200
1193/94	Диорит	I	I	1,07	2,07	325	240	1,4	3920	16 600
1180/1061д	Диорит гиперстеновый	I	II	1,60	2,98	370	180	1,6	3080	14 700

Основные (анортозиты, габб

1192/1706e	Анортозит	I	I	1,68	2,75	265	205	1,4	3950	13 250
1179/1448	Габбро-норит оливинный	V	III	1,16	3,22	410	220	2,1	4380	14 300
1183/119	То же	V	III	0,57	3,25	445	220	2,1	4280	14 300
1184/259	Диабаз	V	III	0,70	3,02	330	170	2,0	2500	11 700
1204/295	Долерит плагиоклазовый	V	II	1,60	3,01	295	190	2,1	—	—
1197/27	То же	V	III	0,65	2,95	260	195	2,0	3300	13 500

Ультраосновные (п

1198/1715	Пироксенит	I	III	0,71	3,22	385	255	2,0	3750	18 300
1188/1709a	Пироксенит гранатовый (эклогит)	I	II	2,78	3,22	290	170	4,6	—	—
1182/124a	Дунит	I	III	1,26	3,22	155	92	2,6	—	—
1203/126	Гардбургит	V	III	0,99	3,21	320	200	2,5	3300	13 800

в условиях всестороннего давления, как протекание ее без упрочнения.

Для изучения зависимости пластичности горных пород от их состава, строения и других факторов были построены эмпирические распределения показателей пластичности пород при вдавливании вначале для всех испытанных пород (рис. 41), а затем для трех ранее выделенных по составу групп (рис. 42). В первом случае (рис. 41) эмпирическое распределение существенно неоднородно, что указывает на преобладающее влияние на пластичность какой-то группы факторов [15]. При построении распределений, представленных на рис. 42, проверялось предположение о влиянии мине-

Одноосное сжатие	Испытания в установке высокого давления											
	σ_0 , кг/см ²	$E \cdot 10^{-8}$, кг/см ²	$\sigma_{0p} = 1000$ кг/см ²		$\sigma_{0p} = 2500$ кг/см ²				$\sigma_{0p} = 4500$ кг/см ²			
			σ_{fs} , кг/см ²	$\epsilon_{z\text{обм}}$, %	σ_{fs} , кг/см ²	σ_{fs} , кг/см ²	$\epsilon_{z\text{обм}}$, %	$\epsilon_{z\text{обт}}$, %	σ_{fs} , кг/см ²	σ_{fs} , кг/см ²	$\epsilon_{z\text{обм}}$, %	$\epsilon_{z\text{обт}}$, %

(диориты)

—	—	—	—	12 900	11 500	3,5	2,2	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ро-нориты, долериты, диабазы)

—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

роксениты, дуниты)

—	—	—	—	11 200	10 000	2,0	0,9	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

рального состава на пластические свойства пород. Распределения отчасти подтвердили это предположение, поскольку они получились более однородными, хотя для лучшего обоснования этого вывода необходимо накопление большего числа экспериментальных данных.

Из рис. 42 следует, что I группа пород характеризуется средним значением коэффициента пластичности $k_{cp} = 1,59$ (пределы отклонений от 1,0 до 2,4), II — $k_{cp} = 1,82$ (1,3—2,6), а III — $k_{cp} = 2,1$ (1,5—2,7), т. е. что пластичность пород увеличивается с ростом содержания темных минералов и уменьшением содержания светлых (кварца и полевых шпатов).

Обращает на себя внимание большая неоднородность распределений пластичности у I и II групп по сравнению с III группой, что свидетельствует о влиянии на величину остаточной деформации пород этих групп каких-то других факторов, кроме состава.



Рис. 41. Эмпирическое распределение коэффициента пластичности пород при вдавливании.

Несмотря на недостаточность экспериментального материала для проведения количественной оценки, можно предположить, что тектоническая нарушенность структур пород (катаклиз и др.)

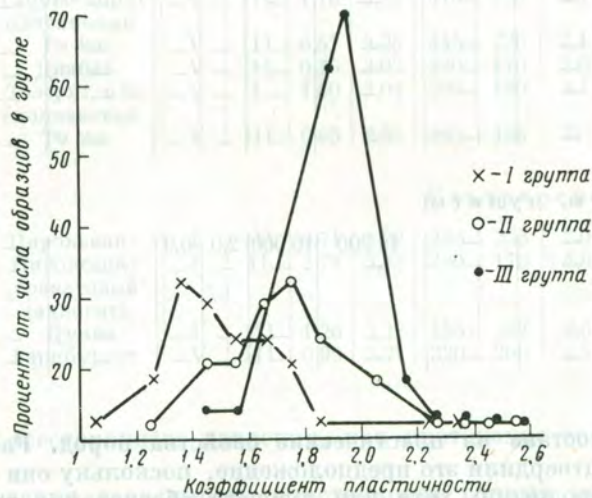


Рис. 42. Эмпирическое распределение коэффициента пластичности для трех групп пород по минеральному составу.

в меньшей степени влияет и вообще менее присуща более пластичным породам III группы, чем хрупким породам I и II групп.

Если провести анализ величин отклонений от среднеарифметического значения коэффициентов пластичности k в пределах пяти ранее выделенных групп по степени измененности, а внутри этих

групп — по составу (табл. 14), то при такой классификации пород колебания значений k меньше, чем при разделении пород только по составу.

Из табл. 14 видно также, что при увеличении степени измененности пород катаклизом или вторичными процессами способность пород давать остаточную деформацию возрастает, при этом несколько увеличивается и разброс экспериментальных данных.

Таблица 14

Группа пород по степени измененности	Коэффициент пластичности пород при вдавливании		
	группа по составу		
	I	II	III
I	1,4 (1—1,6)	1,7 (1,5—1,9)	2,0 (2,0—2,6)
II	1,4 (1,4)	1,8 (1,7—1,9)	2,0 (Одно определение)
III	1,6 (1,3—1,9)	1,8 (1,3—1,9)	2,7 (Одно определение)
IV	1,7 (1,3—2,4)	1,9 (1,5—2,6)	2,3 (Одно определение)
V	1,7 (1,3—2,3)	2,2 (1,7—2,5)	2,1 (1,6—2,5)

В сводной табл. 15 приведены средние значения и пределы колебаний деформационных характеристик отдельных групп пород по выбранным районам Русской платформы.

Данные этой таблицы дают наглядное представление о влиянии на деформационные свойства одноименных пород изменений в составе, пористости и других петроструктурных характеристик.

Результаты исследований основных типов горных пород фундамента Русской платформы в условиях высокого давления и комнатной температуры позволяют судить о поведении пород в земной коре лишь на небольших глубинах, где температуры относительно невелики и их влиянием можно пренебречь.

Приближенные представления об относительной деформируемости различных горных пород в земной коре можно получить при помощи так называемых кривых упругой устойчивости, построенных в координатах σ_{ic} (или σ_{is}) — p . Значение $p = \sigma_r = \sigma_\theta$ или выражается через глубину в метрах.

На рис. 43 для иллюстрации представлен ряд кривых упругой устойчивости, построенных для некоторых пород по данным испытаний в установке высокого давления и на вдавливание.

Средние значения деформационных свойств основных групп гор

Порода	Количество испы- танных образцов	Эффек- тивная пори- стость, %	Испытания на одноосное сжатие		Испытания в установке высо-		
			σ_{0p} , кг/см ²	$E \cdot 10^{-4}$, кг/см ²	$\sigma_{0p} = 2500$ кг/см ²		$\epsilon_{ост}$, %
					σ_{ic} , кг/см ²	σ_{ic} , кг/см ²	
1	2	3	4	5	6	7	8

ВОЛГО-УРАЛЬ

Метаморфические поро-

Гнейсы, чарнокиты	8	0,24—2,56	500— 2990	5—7,3	1100—5700	1300—6900	0,6—2,3
Амфибо- литы	2	0,66—1,14	1360— 2000	10,2 *	2990—5650	9340 *	1,0 *
Сланцы	2	0,3—3,68	1280— 1720	—	2840—4070	—	—

Магматические породы

Гранито- гнейсы, граниты	4	0,27—0,56	1620— 2000	6,7 *	1980—4190	3300 *	—
Гранодио- риты	3	0,43—2,19	960—1600	5,4—6,7	1580—8740	5660— 6450 **	0,7—1,5
Габбро, габбро- пориты	5	0,31—0,89	1700— 2000	6,8 *	4100—5300	5300—7900	—

Магматические породы

Габбро- диабазы, диабазы	3	0,81—1,13	1450— 4230	6,3—13,0	4300—6350	7500 *	0,5
--------------------------------	---	-----------	---------------	----------	-----------	--------	-----

УКРАИНС

Метаморфические породы архей

Гнейсы, чарнокиты	7	0,40—1,82	1820 *	7,3 *	4250 **	—	—
Сланцы, кварцито- сланцы	8	0,49—1,8	850 *	6,2 *	3630 *	5500 *	5,0 *

Магматические породы

Гранито- гнейсы, граниты	3	0,55—1,01	1690 *	7,2 *	—	—	—
--------------------------------	---	-----------	--------	-------	---	---	---

* Данные по одному образцу.

** Данные по двум образцам.

ных пород кристаллического фундамента Русской платформы

кого давления		Испытания на вдавливание				
$\sigma_{0p} = 4500$ кг/см ²		$P_{ш}$, кг/мм ²	P_{0} , кг/мм ²	h	σ_{0} , кг/см ²	σ_{ic} , кг/см ²
σ_{ic} , кг/см ²	$\epsilon_{ост}$, %					
9	10	11	12	13	14	15

СКАЯ ОБЛАСТЬ

ды архейского комплекса

11 000— 16 000	До 6	165—140	115—285	1,3—1,9	3500—4400	14 300— 18 600
21 800— 22 300	> 10	255—385	180—260	2,0—2,3	2930—4300	12 600— 18 200
20 800 *	1,7 *	170—260	95—155	1,8—5,8	2370 *	11 000 *

архейского комплекса

18 600 *	0,5 *	270—375	195—335	1,3—1,7	3150—4950	13 800— 20 600
11 890 *	1,7 *	180—320	105—250	1,4—2,3	1960—4950	6800—16 500
—	—	220—425	180—285	1,5—2,0	3440—5500	11 500— 18 300

протерозойского комплекса

—	—	240—480	160—310	1,7—1,8	2440—5300	11 100— 21 300
---	---	---------	---------	---------	-----------	-------------------

КИЙ ЩИТ

ского и протерозойского комплексов

21 000 * ₁	—	105—370	85—273	1,5—2,4	1510—4450	5700—18 100
—	—	70—405	50—205	1,4—2,2	1780—3250	7400—13 800

архейского комплекса

—	—	280—365	170—270	1,3—2,6	2150—3180	12 100— 19 800
---	---	---------	---------	---------	-----------	-------------------

Порода	Количество испытанных образцов	Эффективная пористость, %	Испытания на одноосное сжатие		Испытания в установке высокого давления		
			σ_c , кг/см ²	$E \cdot 10^{-5}$, кг/см ²	$\sigma_{0p} = 1000$ кг/см ²	$\sigma_{0p} = 2500$ кг/см ²	
					σ_{ic} , кг/см ²	σ_{io} , кг/см ²	$\epsilon_{ост}$, %
1	2	3	4	5	6	7	8

Магматические породы

Граниты, гранито-гнейсы	4	0,23—1,46	—	7,0 *	—	—	—
Габбро-диабазы, базальты	2	0,85—2,28	2470 *	9,7 *	—	—	—

БАЛТИЙС

Метаморфические породы архей

Гнейсы	9	0,5—1,74	—	—	—	—	—
Амфиболиты	3	1,23—1,24	—	—	—	—	—
Сланцы	4	0,67—1,7	—	—	—	—	—
Кварциты	1	0,86 *	2840 *	8,1 *	4650 (при $\sigma_0 = 1500$ кг/см ²)	9000	—

Магматические породы архей

Граниты, гранито-гнейсы	5	0,6—2,15	—	—	—	—	—
Диориты	3	1,07—1,44	—	—	—	—	—
Диабазы, габбро-нориты, долериты, анортозиты	8	0,57—1,68	—	—	—	—	—
Пироксениты, перидотиты, оливиниты, дуниты и др.	14	0,25—1,15	875 ***— 2500	10 ***— 12,0	—	3750 ***— 12 000	0,7—5

* Данные по одному образцу.
** Данные по трем образцам.

кого давления		Испытания на вдавливание				
$\sigma_{0p} = 4500$ кг/см ²		$P_{ш}$, кг/мм ²	P_0 , кг/мм ²	k	σ_0 , кг/см ²	σ_{is} , кг/см ²
σ_{ic} , кг/см ²	$\epsilon_{ост}$, %					
9	10	11	12	13	14	15

протерозойского комплекса

—	—	275—420	218—250	1,3—1,7	3600—3750	15 000— 17 900
—	—	355—390	183—205	2,3—2,4	2890 *	12 650 *

КИЙ ШИТ

ского и протерозойского комплексов

—	—	220—340	170—244	1,5—2,0	2200—4320	6630—16 300
—	—	235—370	143—205	2,1—2,7	2200—3320	10 250— 14 150
—	—	80—385	60—240	1,5—1,9	1140—3920	4300—16 900
21 300	—	580	—	1	8200	41 500

ского и протерозойского комплексов

—	—	260—312	167—200	1,5—1,9	2900—4180	11 500— 16 000
12 900 *	2,2 *	320—370	180—240	1,4—1,6	3080—3920	14 700— 17 200
—	—	260—550	170—360	1,4—2,1	2200—5750	11 700— 25 000
21 000 *	> 5 *	140—385	90—255	1,5—4,6	1670—3750	6100—18 300

Рассчитанные по результатам вдавливания значения σ_{is} хорошо согласуются с результатами испытаний малопористых плотных пород в установке высокого давления, что следует из рис. 43.

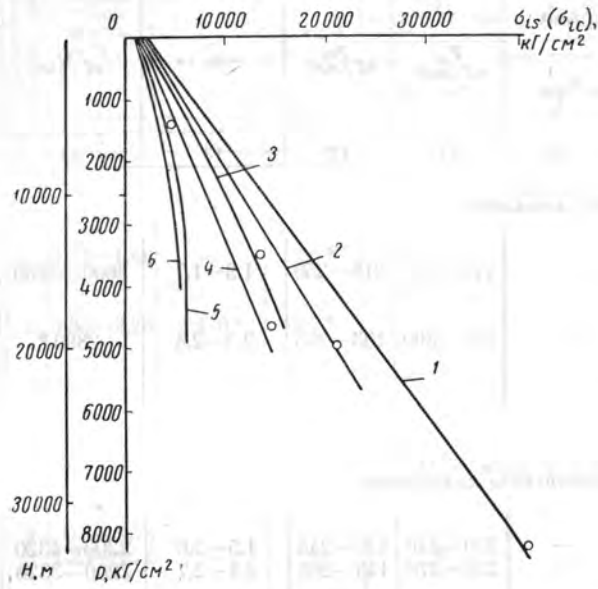


Рис. 43. Кривые упругой устойчивости для некоторых пород кристаллического фундамента, построенные по данным испытаний на вдавливание (на графике обозначено кружками) и сжатие в условиях бокового давления различной величины при комнатной температуре.

1 — кварцит шокшинский; 2 — гранито-гнейс (обр. 108—109); 3 — гнейс (обр. 852—853); 4 — гранодиорит (обр. 358—360); 5 — филлит (обр. 567а); 6 — оливинит (обр. 1133).

§ 2. Деформационные свойства пород кристаллического фундамента Русской платформы в условиях всестороннего сжатия при разных температурах

Для проведения наиболее сложных и трудоемких испытаний при повышенных температурах были отобраны образцы как трех групп пород по составу, так и с разной степенью измененности катаклизом и вторичными процессами. Результаты исследований приведены в табл. 16.

В соответствии с ожидаемыми на больших глубинах в разных районах температурами [6] — на Урале 200° С на глубине 15 км, на Кольском полуострове 200—250° С на глубине 15 км — испытания проводили при следующих режимах:

- 1) всестороннее сжатие 2000—2500 кг/см²; температура 100° С;
- 2) всестороннее сжатие 4000—4500 кг/см²; температура 200—250° С.

Таблица 16

Деформационные свойства горных пород кристаллического фундамента Русской платформы при совместном влиянии всестороннего сжатия и температуры

Породы	№ образца	Группа по составу	Группа по измененности	Одноосное сжатие		Сжатие в условиях всестороннего давления $p = \sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$									
				σ_0 , т	$\varepsilon_{кс}/L_{кс} \cdot 10^3$	σ_0 , т	$\varepsilon_{кс}/L_{кс} \cdot 10^3$	σ_0 , т	$\varepsilon_{кс}/L_{кс} \cdot 10^3$	σ_0 , т	$\varepsilon_{кс}/L_{кс} \cdot 10^3$	σ_0 , т	$\varepsilon_{кс}/L_{кс} \cdot 10^3$		
Кварцит		I	I	100	3180	100	10100	400	10100	100	10100	100	10100	100	10100
Катаклазит чарнокита	459	I	IV	300	3100	200	24000	200	24000	200	24000	200	24000	200	24000
Гранито-гнейс	122	I	V	200	4560	300	3200	300	3200	300	3200	300	3200	300	3200
Гнейс биотито-плагиоклазовый с гранатом	852—853	II	I	400	4440	100	5100	100	5100	100	5100	100	5100	100	5100
Базальт	441—446	II	I	200	1050	200	1050	200	1050	200	1050	200	1050	200	1050
Диорит гиперстеновый	1181/1700	II	I	100	1550	100	9600	100	9600	100	9600	100	9600	100	9600
Пироксенит гранатовый	1183/1709а	III	I	100	—	100	9100	100	9100	100	9100	100	9100	100	9100
Перидотит	1126	III	I	—	—	200	4200	200	4200	200	4200	200	4200	200	4200
Оливинит	1133	III	I	300	4750	300	2800	300	2800	300	2800	300	2800	300	2800
Филлит	567	III	I	200	695	100	—	100	—	100	—	100	—	100	—
Амфиболит	322	III	IV	300	1270	300	5880	300	5880	300	5880	300	5880	300	5880

Несколько опытов было проведено и при более высокой температуре. Так, например, биотитовый гранито-гнейс (обр. 122), оливинит (обр. 1133) и амфиболит (обр. 322) испытывали при всестороннем сжатии 2500 кг/см^2 и температуре 300°C .

Наиболее типичные диаграммы деформаций пород, испытанных при совместном влиянии всестороннего сжатия и повышенных температур, приведены на рис. 44 и 45.

Рис. 44, 45 и табл. 16 свидетельствуют о различном влиянии температуры на деформационные свойства пород кристаллического фундамента в условиях всестороннего сжатия.

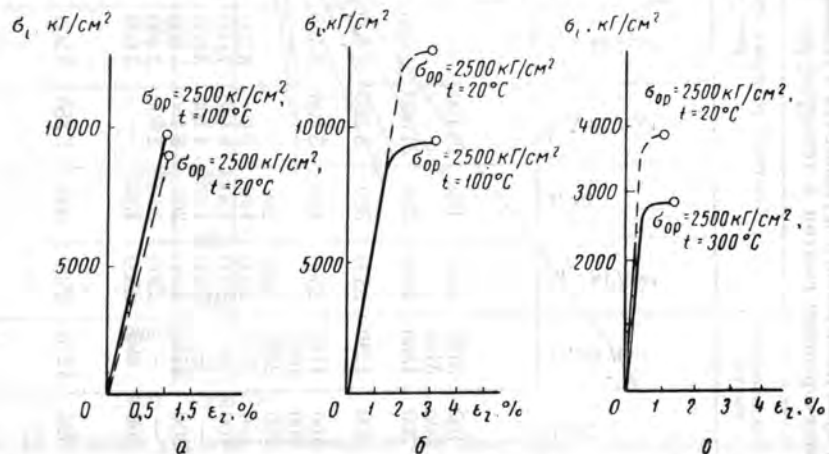


Рис. 44. Диаграммы деформаций неизменных пород кристаллического фундамента при испытаниях в условиях совместного влияния всестороннего сжатия σ_{op} и температур t .

а — кварцит; б — гиперстеновый диорит (обр. 1181/1700); в — оливинит (обр. 1133). Пунктирные линии показывают диаграммы деформаций при комнатной температуре.

1. У большинства пород, как показали эти и ранее проведенные испытания [18], с ростом температуры отмечаются пониженные сопротивления пород пластической деформации и разрушению и увеличение пластической (остаточной) деформации до разрушения.

2. У кварцита в условиях как одноосного, так и всестороннего сжатия до 4000 кг/см^2 при температурах 200 и 300°C деформационные свойства почти не изменились, что связано, как можно предположить, с особенностями деформации основного породообразующего минерала — кварца, отличающегося большой прочностью и не дающего пластической деформации даже при больших давлениях и температурах [18].

3. Остаточная деформация пород кристаллического фундамента Русской платформы при совместном действии всестороннего сжатия и повышенных температур, т. е. в условиях, характерных для больших глубин, значительно меньше, чем у осадочных пород.

В большинстве случаев ограниченная остаточная деформация этих пород локализуется около полос сдвига, и только у некоторых пород (базальта, филлита) наблюдалось более равномерное распределение этой деформации почти по всему объему образца.

4. Влияние температуры на деформационные свойства катаклазированных пород в условиях всестороннего сжатия аналогично влиянию на свойства неизменных разностей того же состава.

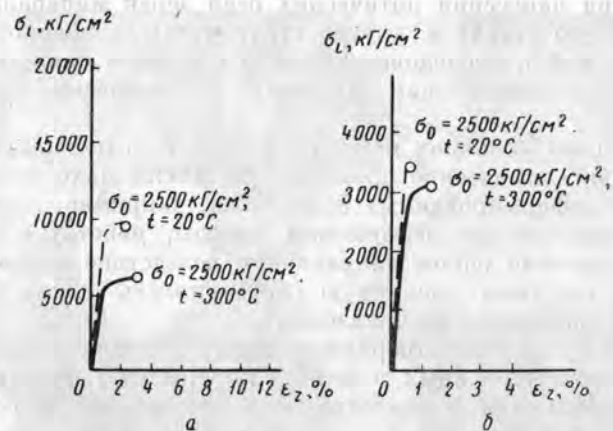


Рис. 45. Диаграммы деформаций пород, сильно измененных катаклизом (а) и вторичными процессами (б) при испытании в условиях совместного влияния всестороннего сжатия σ_{op} и температур t .

а — амфиболит (обр. 322); б — гранито-гнейс (обр. 122).

Однако количественные изменения деформационных характеристик испытанных пород с признаками катаклаза были несколько выше, чем у неизменных пород приблизительно того же состава.

§ 3. Изучение остаточных изменений в микроструктуре деформированных пород

При микроскопическом изучении метаморфических и магматических пород из зон тектонической нарушенности обнаружен ряд признаков остаточной (пластической) деформации. Эти признаки установлены при изучении изменений в кристаллической решетке зерен главным образом темноцветных минералов, в структуре и текстуре пород. Изменения в кристаллической решетке, происшедшие вследствие остаточной деформации, наблюдаются оптически в виде полос скольжения, увеличения числа двойников и их изгибе, аномальной оптической двуосности, облачного угасания и т. д.

В структуре и текстуре деформированных пород отмечаются раздробление кристаллов или их частей, поворот зерен относительно

друг друга и образование упорядоченных ориентировок отдельных минералов или групп минералов.

Влияние одностороннего избыточного давления на породу при одновременном действии всестороннего сжатия и температуры в природных условиях носит название динамотермального метаморфизма [8]. Закономерную ориентировку минералов по внешней форме или по внутреннему строению (такая ориентировка обнаруживается при нанесении оптических осей зерен минералов на стереографическую сетку) и другие структурные особенности деформированных пород исследователи часто пытаются связать с направлением действующих сил в зонах тектонических нарушений [7, 9—12].

В природных условиях наряду с процессами деформации протекают и физико-химические процессы, что также находит отражение в структуре деформированных пород. Так, например, иногда среда, в которой происходит деформация породы, действует преимущественно в каком-то одном направлении вследствие неравномерного давления и вызывает различную растворимость одного и того же минерала в различных направлениях.

Таким образом, закономерная ориентировка минералов в горных породах, деформированных в земной коре, может быть следствием как деформации, так и анизотропного растворения и роста минералов.

Изучение дизъюнктивных нарушений является в настоящее время одной из важнейших проблем геотектоники, так как с ними часто прямо или косвенно связаны образование и размещение многих полезных ископаемых в земной коре. В связи с этим детальным исследованием структур пород из зон тектонической нарушенности в последнее время придается большое значение [10, 11].

Исследования структур пород, деформированных экспериментально в условиях, характерных для больших глубин, могут дать много дополнительных сведений об остаточной (пластической) деформации и катаклазе. В частности, они могут в некоторых случаях позволить установить количественную связь между выбранными признаками изменений в микроструктуре деформированных пород и их деформацией при известных величинах действующих напряжений [2].

В проведенных исследованиях пород фундамента представлялось возможным лишь качественно изучать соответствие микроструктурных изменений их деформациям, поскольку остаточная деформация, как уже указывалось, при создаваемых давлениях и температурах была, как правило, локализована в узкой полосе сдвига.

Остаточные изменения в микроструктуре изучались в шлифах, представляющих сечение образца, в котором измерялись его продольная и поперечная деформации. Ориентировка шлифов исходного и деформированного образцов была строго одинаковой. Шлиф, как правило, охватывал все сечение образца, что позволяло наблю-

дать зону сдвига и остаточной (пластической) деформации, а также выявлять недеформированные участки в образце породы.

Результаты изучения микроструктурных изменений в породах разного состава и различной измененности вторичными процессами и катаклазом, деформированных в условиях всестороннего сжатия при комнатной и повышенных температурах, приведены на



Рис. 46. Шокшинский кварцит. Первая группа по составу и измененности. На шлифе кварцита, деформированного при напряжении, близком к разрушающему, в условиях всестороннего сжатия $\sigma_{0p} = 4500 \text{ кг/см}^2$ видимых изменений в структуре не наблюдается.

рис. 46—55, где дается также описание исходных структур пород и отмечается принадлежность исследованных пород к различным группам по их составу (от I до III), а в пределах этих групп по измененности (I—V группы).

Суммируя результаты исследований изучения микроструктурных изменений в экспериментально деформированных и катаклазированных породах, можно сделать следующие выводы.

1. При деформации пород с ненарушенной исходной структурой в условиях всестороннего сжатия и комнатной температуры остаточные изменения наблюдаются при давлениях более 2500 кг/см^2

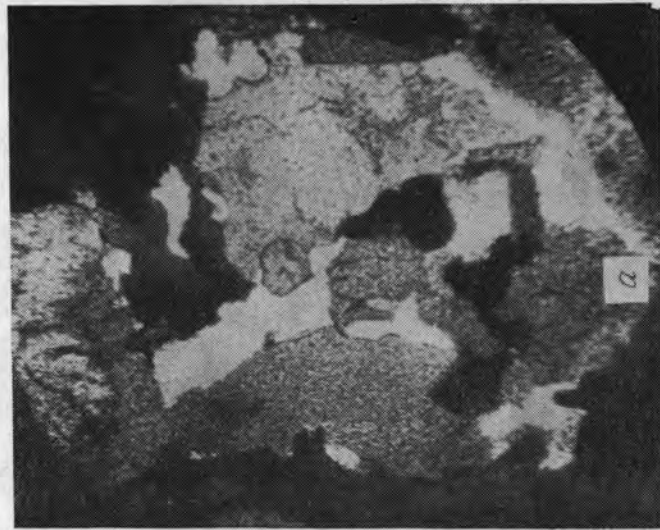


a



b

Рис. 47. Катаклизит чарнокита (обр. 459). Первая группа по составу, четвертая по изменности. В исходном шлифе (a) наблюдаются признаки сильного катаклаза. В шлифе (б) образца, деформированного до разрушения при всестороннем сжатии 4000 кг/см^2 и температуре 200°C , вблизи зоны скола наблюдается сильная раздробленность и трещиноватость минералов.



a



b

Рис. 48. Блониговый гранито-гнейс (обр. 122). Первая группа по составу, пятая по изменности. В исходном шлифе образца (a) наблюдается сильная изменность, процессами серитизации и хлоритизации. В образце, деформированном при всестороннем сжатии 2500 кг/см^2 и температуре 300°C , разрушению предшествовала остаточная деформация $0,5\%$. В шлифе (б) вдоль линии скола видна узкая полоса остаточной деформации шириной $0,2-0,3 \text{ м.м.}$. В этой полосе листочки биотита вытянуты вдоль линии скола, имеют извилистые очертания и волнистое угасание, зерна кварца и полевого шпата разбиты неориентированными трещинами.

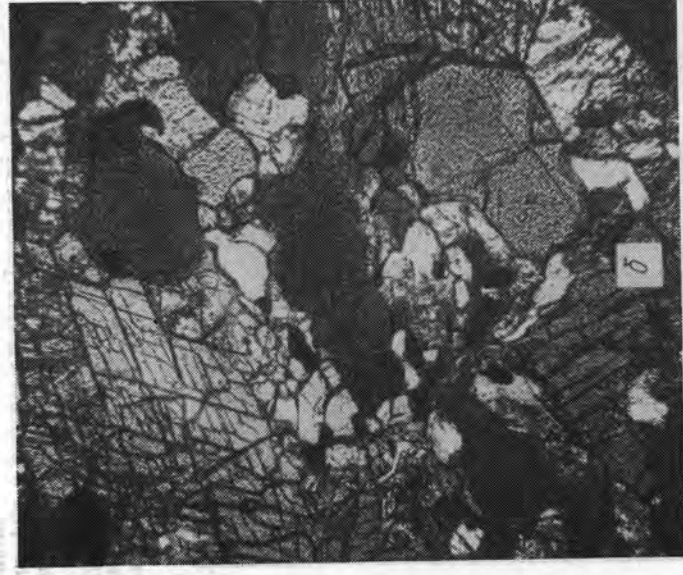
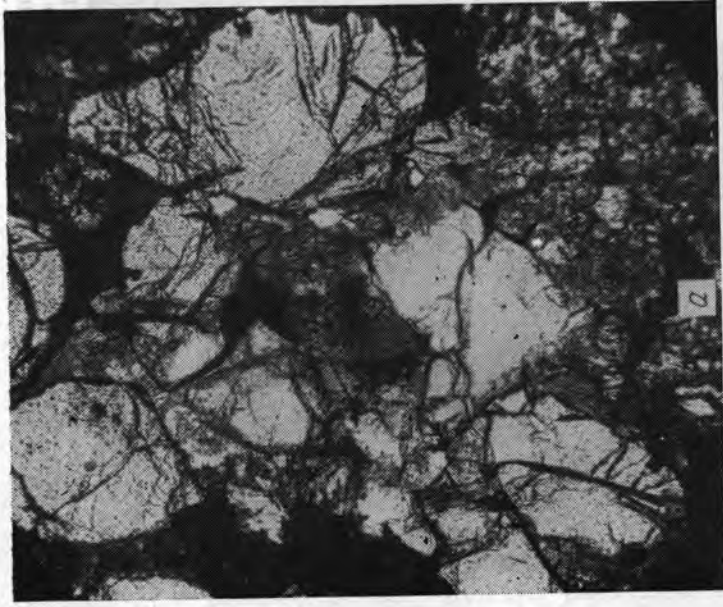


Рис. 49. Гранатовый пироксенит (обр. 1188/1709а). Вторая группа по составу, первая по измененности. В образце наблюдались различной размерности трещиноватости. В шлифе (а) зерна диопсида и порфириобласты гранита трещиноваты. В шлифе (б) образец, деформированный до разрушения при всестороннем сжатии 2500 кг/см^2 при комнатной температуре (остаточная деформация 1%), в узкой зоне сдвига наблюдаются изогнутые листочки биотита, облачное угасание у диопсида, трещиноватость зерен роговой обманки по спайности под углом 57° , а также общая перемятость и раздробленность.

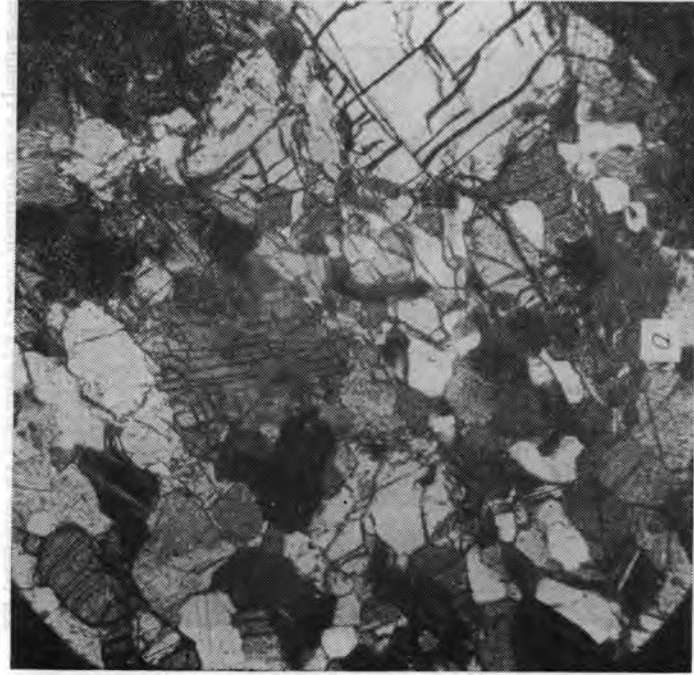


Рис. 50. Гиперстеновый диорит (обр. 1181/1700). Вторая группа по составу, первая по измененности. В исходном шлифе образца (а) зерна гиперстена расположены по гнейсовидности и трещиноваты, у зерен диопсида также наблюдается трещиноватость в двух направлениях по спайности. В шлифе (б) образец, деформированный до разрушения при всестороннем сжатии 2500 кг/см^2 и температуре 100°C (остаточная деформация 3%), в зоне сдвига, проходящей под углом 30° к направлению деформирующего усилия и имеющей ширину $1,5\text{--}2 \text{ мм}$, наблюдаются изгиб двойников шпайноклазов, облачное угасание зерен гиперстена, диопсида, роговой обманки, а также трещиноватость, параллельная направлению деформирующего усилия.

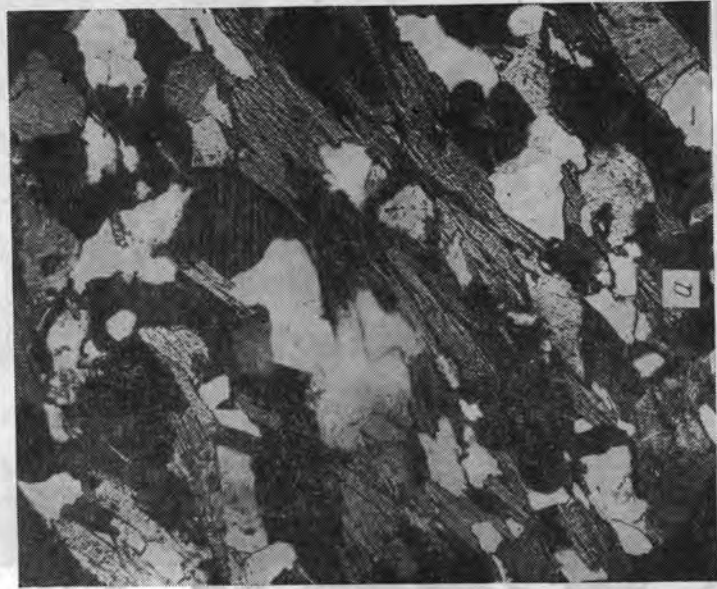


Рис. 51. Бiotит-гранатовый гнейс (обр. 853). Вторая группа по составу, первая по изменности. В исходном шлифе образца (а) наблюдается слабая изменность вторичными процессами (калцинизацией, серпентинизацией). В шлифе (б) образца, деформированного до разрушения при всестороннем сжатии 4500 кг/см^2 и комнатной температуре (остаточная деформация 5,3%), в зоне сдвига, проходящей под углом 30° к направлению деформирующего усилия и имеющей ширину около 4 мм, наблюдаются изгиб листочков биотита и резкое облачное их угасание, а также повышенная трещиноватость и облачное угасание зерен кварца и полевого шпата.

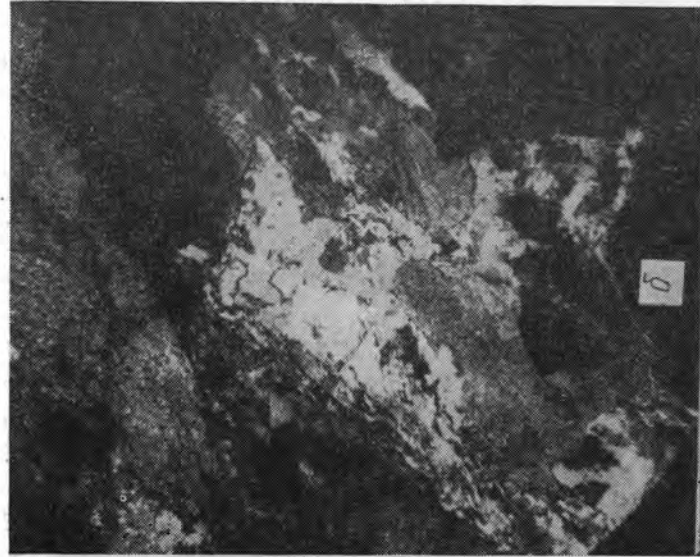
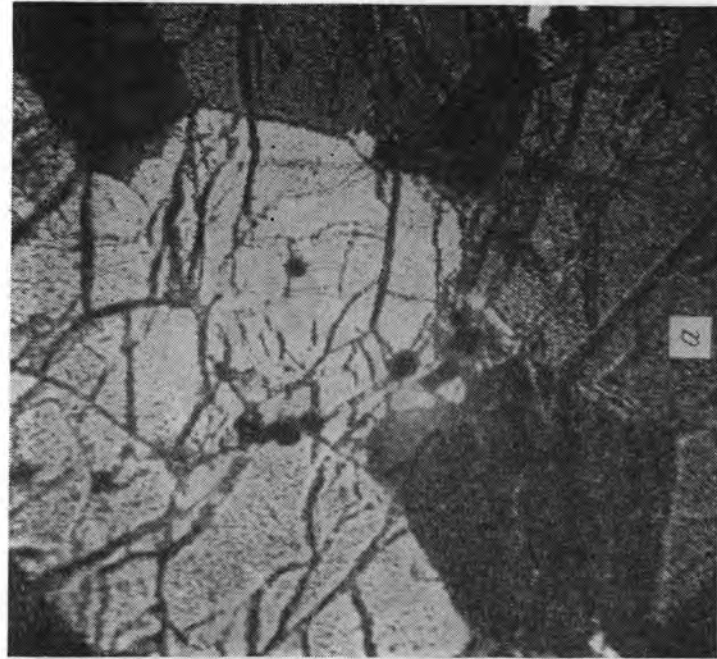


Рис. 52. Оливинит (обр. 1133). Третья группа по составу, первая по изменности. В исходном шлифе образца (а) наблюдается слабая серпентинизация и неориентированная трещиноватость зерен оливина. В шлифе (б) образца, деформированного при всестороннем сжатии 4200 кг/см^2 и температуре 300°C (остаточная деформация около 3%), в зоне сдвига, проходящей под углом 30° , наблюдаются незначительная переориентировка зерен оливина вдоль линии сдвига, облачное угасание зерен оливина и трещиноватость: мелкая — параллельная направлению деформирующего усилия и крупная — вдоль линии сдвига.

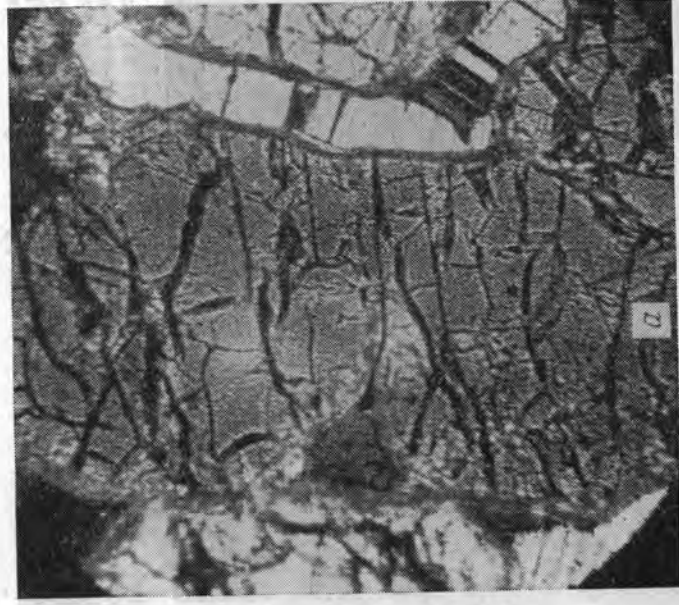


Рис. 53. Перидотит (обр. 1126). Третья группа по составу, первая по изменности. В исходном шлифе образца (а) наблюдаются слабая серпентинизация и неориентированная трещиноватость зерен оливина. В шлифе (б) образца, деформированного до разрушения при всестороннем сжатии 2500 кг/см^2 и температуре 100°C (остаточная деформация 2,0%), вдоль линии скоса, проходящей под углом 35° , наблюдается зона остаточной деформации шириной 2—3 м.м. В этой зоне в зернах пироксена наблюдаются медвежьи двойники, у зерен оливина, пироксена и кварца — облачное угасание. Кроме того, наблюдается трещиноватость, параллельная линии сдвига. Крупные трещины выполнены мелко дробленным веществом породы.

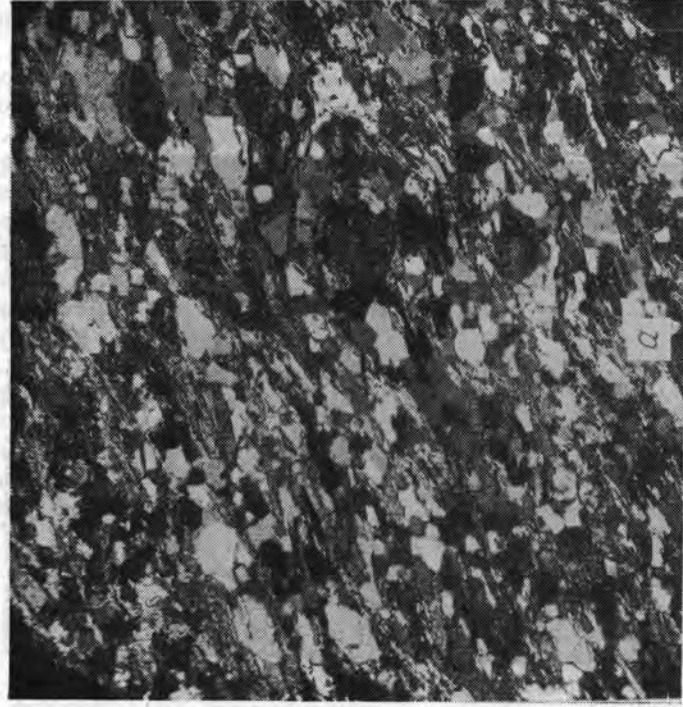


Рис. 54. Филлит (обр. 567). Третья группа по составу, первая по изменности. На исходном шлифе образца (а) видна сланцеватость, перивидулярная к направлению деформирующего усилия. На шлифе (б) образца, деформированного при всестороннем сжатии 2500 кг/см^2 и температуре 100°C (до величины остаточной деформации 5%), видна зона остаточной деформации шириной 3—4 м.м. вдоль линии сдвига под углом $40-45^\circ$ к направлению деформирующего усилия. В этой зоне наблюдается переориентировка листочков слюды и зерен кварца параллельно линии сдвига, а также изгиб и облачное угасание листочков слюды.



Рис. 55. Амфиболит (обр. 322). Третья группа по составу, четвертая — по измененности. В исходном шлифе образца (а) видны признаки катаклаза, структура нематобластовая с участками порфирокатакlastической, трещиноватости по спайности зерен биогита и роговой обманки. В шлифе (б) образца деформированного при 4500 кг/см² и комнатной температуре (по величине остаточной деформации 9%), наблюдается зона сдвига шириной 3—4 м.м., проходящая под углом 40—45°. В этой зоне дислокации биогита изогнуты, у зерен платноклаза и кварца наблюдается облачное угасание, в зернах всех минералов видна сильная трещиноватость.

только в микроструктуре пород III группы по составу, т. е. содержащих преимущественно темноцветные минералы.

2. При повышении температуры число пород с характерными признаками остаточной деформации увеличивается, так как некоторые породы II группы по составу также пластически деформируются при высоких давлениях ($\sigma_0 > 2500 \text{ кг/см}^2$).

3. Как в первом, так и во втором случаях в микроструктуре деформированных пород отмечены следующие признаки остаточной деформации, относимые по принятым определениям [13] к деформациям пластического характера: трансляционное скольжение, двойникование, а также межзерновое скольжение и переориентировка зерен, сопровождающаяся частичным нарушением сцепления, а следовательно, и ослаблением структуры, приводящим к разрушению.

При деформации в микроструктуре некоторых пород отмечено также появление особенностей, характерных для встречающихся в природных условиях в зонах смятия и дробления пород — милонитов, в которых явления катаклаза не уничтожены перекристаллизацией [9, 11, 12].

Считают, что милониты всегда приурочены к зонам крупных тектонических нарушений, вдоль поверхности которых происходили движения, сопровождающиеся перегревом пород.

4. Изучение остаточных изменений в микроструктуре деформированных пород, имевших признаки катаклаза до деформации, в исходном состоянии, показало, что приложенное высокое давление еще больше увеличивает раздробленность и трещиноватость породы.

5. Сопоставление структур экспериментально деформированных пород с катаклазированными породами приблизительно того же состава указывает на их большое сходство.

В микроструктуре природных тектонитов наблюдаются те же признаки остаточных изменений, однако они часто развиты в значительно большей степени, чем в структурах экспериментально деформированных пород. Поскольку применяемые в исследованиях давления и температуры соответствовали достаточно большим глубинам, можно предположить, что более заметная остаточная деформация природных тектонитов объясняется главным образом продолжительностью природного процесса деформации.

Таким образом, изучение остаточных изменений в микроструктуре экспериментально деформированных и катаклазированных пород подтвердило принципиальную возможность воссоздания лабораторными методами условий, подобных сильным тектоническим нарушениям (разрывам и др.), и приближенной оценки направления сил, вызывающих эти нарушения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байдюк Б. В., Павлова Н. Н., Бабушкин А. В., Пелихов М. А., Бельй В. В. Установка для определения механических свойств горных пород в условиях всестороннего сжатия до 5000 кг/см²

ВЛИЯНИЕ СКОРОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ НА ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

- и при температуре до 350° С. Бюлл. ЦИТЭИН «Приборы для исследования физико-механических свойств и структуры материалов», № П-62-2/1, 1962.
- Байдюк Б. В., Шрейнер Л. А., Лагун Л. И. Исследования деформационных свойств горных пород Волго-Уральской нефтегазоносной области. В сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
 - Байдюк Б. В., Павлова Н. Н. О механизме деформации и разрушения горных пород при вдавливании штампа. В сб. «Механические свойства горных пород при вдавливании и их практическое использование». ВНИИОЭНГ, 1966.
 - Беликов Б. П., Федорова Г. А. Упругие свойства горных пород и возможность их определения на приборе УМП-3. В сб. «Механические свойства горных пород при вдавливании и их практическое использование». ВНИИОЭНГ, 1966.
 - Беликов Б. П., Залесский Б. В., Розанов Ю. А., Санина Е. А., Тимченко З. П. Методы исследований физико-механических свойств горных пород. Изд-во «Наука», 1964.
 - Беляевский Н. А., Федьинский В. В. Изучение глубинных недр Земли и задача сверхглубокого бурения. Советская геология, № 12, 1961.
 - Беляев М. Ф. Современная гидросеть Анабарского кристаллического массива в связи с особенностями его геологического строения. ДАН СССР, т. 38, № 8, 1947.
 - Елизеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во «Недра», 1963.
 - Кузнецов Е. А. Деформация гранито-гнейсов и гранитов в милонитовых зонах. В сб. «Вопросы петрографии и минералогии». Изд. АН СССР, 1953.
 - Лапинская Т. А. Главнейшие типы кристаллических пород фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области и их распространение. Труды МИНХ и ГП «Петрография фундамента и осадочных отложений нефтегазоносных областей СССР», вып. 38. Гостоптехиздат, 1962.
 - Лапинская Т. А., Богданова С. В., Журавлев Е. Г. Петрография и тектонические особенности кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. Труды МИНХ и ГП, вып. 43, 1963.
 - Михайлов А. Е. Типы разрывных нарушений земной коры и их систематика. Международный геологический конгресс, XXII сессия. Деформация пород и тектоника. Изд-во «Наука», 1964.
 - Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. ИЛ, 1954.
 - Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А. Разрушение горных пород при динамическом нагружении. Изд-во «Недра», 1964.
 - Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. Физматгиз, 1959.
 - Шрейнер Л. А. и др. Механические и абразивные свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1958.
 - Шрейнер Л. А., Павлова Н. Н., Якушев В. П., Байдюк Б. В. Применение метода вдавливания для установления сопротивления горных пород разрушению при бурении и качественной оценки пластичности горных пород. В сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
 - Griggs D., Turner F., Heard H. Deformation of rocks at 500 to 800° C. The Geol. Soc. Amer. Mem. «Rock deformation», vol. 79, 1960.

Многочисленными исследованиями различных материалов доказано существенное влияние временного или скоростного фактора на процессы, происходящие в твердых телах при пластическом деформировании и разрушении, т. е. на пластические и прочностные свойства.

Диапазон скоростей нагружения в реальных процессах деформации и разрушения горных пород, для описания которых изучаются деформационные и прочностные свойства пород, очень широк. Так, например, среднюю скорость деформации при некоторых современных геологических движениях оценивают в 10^{-10} %/сек [22], в то же время при взрывах процессы деформации и разрушения протекают менее чем за тысячные доли секунды.

В главе III было показано, что одной из основных задач исследования поведения осадочной толщи при тектонической деформации является изучение деформационных свойств пород при скоростях нагружения от статических до значительных динамических. Это утверждение вытекает из предположения, что процесс нагружения осадочной толщи имеет главным образом сейсмический характер.

Породы гранитного и базальтового слоев земной коры претерпевают наибольшие деформации в зонах глубинных разломов. Скорость деформирования пород в этих зонах в значительной степени определяется скоростью смещения крупных блоков относительно друг друга. Эти скорости могут быть в каждом конкретном случае установлены при помощи методов изучения современных геологических движений земной коры.

Таким образом, при рассмотрении поведения различных горных пород в земной коре необходимо располагать данными о их деформационных свойствах во всем диапазоне скоростей, осуществимых в лабораторных условиях.

Установленные общие закономерности изменения различных характеристик деформационных свойств в пределах изученного диапазона скоростей позволяют также при помощи методов экстраполяции перейти к приближенной оценке поведения пород в процессах, скорости которых находятся за пределами возможностей техники эксперимента.

Эти закономерности к настоящему времени изучены еще совершенно недостаточно. Проведенные исследования, как правило, характеризуются узким диапазоном скоростей деформирования, различными целями, объектами и методиками проведения исследований, что затрудняет обобщение накопленных экспериментальных данных. К числу объективных причин недостаточной изученности временной или скоростной зависимости прочности и пластичности горных пород прежде всего следует отнести отсутствие стандартных аппаратуры и методик для проведения подобных исследований, позволяющих получать надежные количественные данные.

В лаборатории геомеханики глубинных зон земной коры ИГиРГИ исследования влияния скорости деформирования на механические характеристики горных пород были включены в общий комплекс исследований деформационных свойств горных пород в условиях высоких давлений и температур. Изучалось главным образом влияние скорости на процессы деформации и разрушения горных пород при обычном статическом и динамическом нагружении.

Для проведения исследований был разработан ряд методик и экспериментальных установок, описание которых дается кратко, поскольку оно приводилось в ранее опубликованных работах [4, 12—14].

Глава IX

МЕТОДИКА И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЛИЯНИЯ СКОРОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ НА ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. Методика проведения исследований и экспериментальная аппаратура

Для установления деформационных характеристик горных пород в условиях их залегания в земной коре необходимо проведение исследований при высоких давлениях и температурах в широком диапазоне скоростей деформирования.

Из экспериментальных исследований многих материалов известно, что изменение скорости приложения нагрузки вызывает изменение деформационных свойств, особенно за пределом текучести материала.

Таким образом, результаты изучения зависимости $\sigma_c - \varepsilon$ (напряжение — деформация) при каком-то определенном режиме нагружения могут иметь лишь частное значение, для установления же более общих закономерностей, необходимых для практического использования, должны быть изучены временные или скоростные зависимости деформационных свойств горных пород.

При проведении исследования была принята упрощенная схема, моделирующая нагружение некоторого объема породы в массиве, где продольная нагрузка создает напряжение σ_c , избыточное по отношению к всестороннему сжатию σ_{0p} : $\sigma_c = \sigma_{0p} + p = \sigma_{0p}$.

Изучение влияния времени или скорости на деформационные свойства горных пород необходимо проводить в возможно более широком диапазоне времени или скоростей. Однако при выборе диапазона скоростей возникают большие трудности. Нижний предел скоростей при экспериментах ограничен тем, что при медленных процессах (длительностью в месяцы и годы) трудно сохранять заданные начальные условия эксперимента, например давление и температуру. Кроме того, при длительных испытаниях для накопления необходимых экспериментальных данных требуется большое время. Верхний предел скоростей также ограничен, в частности возможностями применяемой экспериментальной аппаратуры.

Минимальные скорости относительных деформаций горных пород, которые можно, но трудно осуществить при экспериментальных исследованиях, равны приблизительно $10^{-6}\%/сек$ [22], поэтому исследователи вынуждены прибегать к расширению диапазона

за счет высоких скоростей, т. е. к использованию результатов динамических испытаний горных пород.

Исследования проводили в диапазоне скоростей от обычных для стандартных статических испытаний горных пород (скорости деформации приблизительно 10^{-1} — 10^{-2} %/сек, скорости нагружения $10 \div 20$ кг/см²·сек) до довольно высоких, характерных для динамических испытаний: начальные скорости деформирования (соударения) — от 8 до 60 м/сек, скорости деформации — до 10^5 %/сек, скорости нагружения — до 10^9 кг/см²·сек.

В дальнейшем предполагается изучать деформационные свойства горных пород при скоростях деформации приблизительно 10^{-4} %/сек.

Очевидно, что исследование деформационных свойств горных пород при разных скоростях деформирования должно проводиться таким образом, чтобы в результате можно было установить количественные зависимости между инвариантами тензоров напряжений и деформаций. Для этого, как и при проведении ранее описанных исследований пород в условиях высоких давлений и температур, должна быть по возможности обеспечена однородность напряженного и деформированного состояний в объеме породы, выбранном для измерения изучаемых характеристик. В процессе деформирования необходимо измерять как все главные напряжения σ_x , σ_r и σ_θ , так и все главные деформации образца породы ϵ_x , $\epsilon_r = \epsilon_\theta$, при этом испытуемый образец должен иметь размеры, достаточные для характеристики свойств породы массива [17].

Выполнение указанных требований при постановке динамических испытаний горных пород связано со значительно большими трудностями, чем при проведении обычных статических испытаний, вследствие чего точность измерений всех характеристик, а следовательно, и полученных зависимостей в этом случае обычно бывает ниже.

Чтобы более детально изучить особенности механизма деформации пород при разных скоростях деформирования, были использованы также различные методы установления микроструктурных изменений деформированных пород.

Для изучения влияния скорости на деформационные свойства горных пород при различных давлениях и температурах применяли методы испытаний горных пород на одноосное сжатие, вдавливание, а также сжатие в условиях бокового давления, создаваемого при помощи стальных матриц и жидкости (при проведении испытаний в установке высокого давления).

Экспериментальная аппаратура, позволяющая проводить комплекс указанных выше исследований, состояла из ряда общих для всех методов установок, измерительных и регистрирующих приборов, а также специальных приспособлений и узлов.

В качестве установки, позволяющей производить продольное нагружение испытуемых горных пород с различными скоростями (до скоростей соударения 100 м/сек), при всех динамических испытаниях использовали вертикальный пневматический копер, спроекти-

рованный по типу вертикального копра для динамических испытаний металлов, конструкции Ленинградского кораблестроительного института [10]. Подробное описание копра и его техническая характеристика даны в ряде работ [12—14].

Статические испытания тех же горных пород проводили на 50-т гидравлическом прессе или автоматическом приборе УМГП-3 при скоростях деформации, обычных для стандартных испытаний.

Методы измерения изучаемых параметров при всех динамических испытаниях были одинаковыми, что позволило разработать один общий комплекс измерительной аппаратуры и использовать одни и те же регистрирующие приборы.

Испытания на одноосное сжатие

Схема проведения испытаний на одноосное сжатие представлена на рис. 56. На испытуемый образец породы 1, стоящий на подставке 7, сверху устанавливается стальной закаленный штамп 5, по перемещению которого в емкостном датчике для измерения деформаций 2 можно судить о величине общей продольной деформации образца. Штамп 5 служит одновременно динамометром для измерения возникающих при ударе усилий при помощи наклеенных на него проволочных датчиков сопротивления. Образец нагружается через штамп бойками 4, перемещающимися с разной скоростью в направляющей трубе 3 пневматического копра.

Статические испытания пород на одноосное сжатие проводили на автоматическом приборе УМГП-3 [19].

В тех случаях, когда разрушению образца предшествовала заметная пластическая деформация, в процессе испытания при помощи специальной упругой скобы 6 с наклеенными на нее проволочными датчиками сопротивления измеряли радиальную деформацию образца. Во время испытаний в условиях повышенных температур образец предварительно нагревали специальной печью 8.

Размеры испытуемых образцов горных пород выбирали таким образом, чтобы распределение напряжений в средних сечениях можно было считать приблизительно равномерным [17]. В большинстве

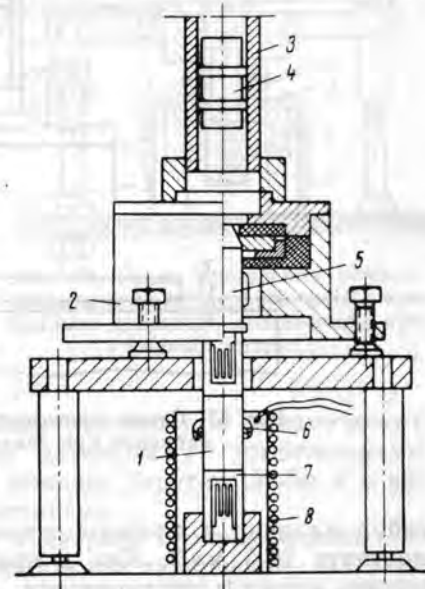


Рис. 56. Схема проведения испытаний на одноосное сжатие.

случаев испытанию подвергались образцы с отношением диаметра d к высоте H , равным 2 ($d = 20$ мм, $H = 40$ мм; $d = 10$ мм, $H = 20$ мм).

Для уменьшения концентрации напряжений на торцах образцов торцовые плоскости закаленных деталей, передающих нагрузку (штампа и подставки), и образца породы тщательно притирались.

Испытания на вдавливание

Схема проведения динамических испытаний горных пород на вдавливание приведена на рис. 57. На блок испытываемой породы 3 устанавливали штамп 2, рабочая часть которого представляла

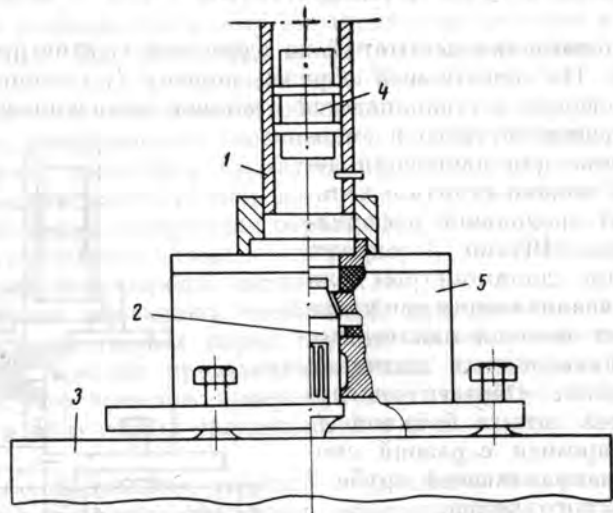


Рис. 57. Схема проведения испытаний пород на вдавливание при динамическом нагружении.

собой цилиндр с плоским основанием диаметром 10 мм (площадь контакта 78,5 мм²). Как и при испытании на одноосное сжатие, штамп служил динамометром, воспринимающим удар бойка 4, движущегося вдоль направляющей трубы 1. Перемещение штампа в емкостном датчике 5 при продольном нагружении бойком 4 по данным тарировки переводилось в величину продольной деформации породы при вдавливании.

Статические испытания породы на вдавливание проводили теми же штампами на 50-т гидравлическом прессе, при этом усилия измеряли силоизмерительным устройством пресса, а величину продольной деформации — индикаторами часового типа с ценой деления 0,002 мм [4, 19, 20].

Испытания на сжатие при различных величинах бокового давления

Эти испытания проводили по двум разным методикам.

Одна из них представляла собой модификацию методики Ф. Д. Адамса и Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии [18], другая — специально разработанную методику испытаний пород при разных скоростях деформирования в небольшой установке высокого давления [13, 14].

Принципиальная схема проведения испытаний горных пород в матрице показана на рис. 58.

Испытуемый образец породы 5 запрессован в стальную матрицу 6, толщина которой определяет величину бокового давления на образец. При некоторых испытаниях между стенками матрицы и образцом оставался небольшой зазор 9, который заполнялся сплавом Вуда. Торцы образца 5 непосредственно соприкасались с торцами поршней 7 и 2, передающими осевую нагрузку. Оба поршня одновременно служили динамометрами для измерения продольной нагрузки на образец при динамических испытаниях. Проволочные датчики, наклеенные на эти динамометры, регистрировали величины усилий над и под образцом, что позволяло в первом приближении количественно оценивать затраты энергии на трение поршней о матрицу и собственно деформацию породы при испытании.

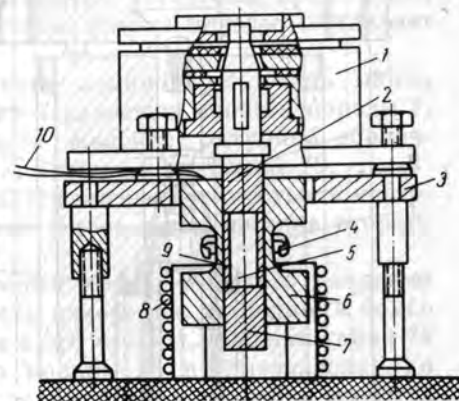


Рис. 58. Схема проведения испытаний пород на продольное сжатие при боковом давлении, создаваемом при помощи матрицы.

Суммарная продольная деформация образца при динамических испытаниях измерялась емкостным датчиком 1, установленным на подставку 3, поперечная — при помощи упругой скобы 4 с наклеенными на нее проволочными датчиками.

Величина всестороннего сжатия в матрице с определенной толщиной стенки устанавливалась специальной тарировкой. Матрица заполнялась расплавленной смесью канифоли (75%) и парафина (25%), охлаждалась, а затем нагружалась осевой нагрузкой до получения необходимой деформации поперечного сечения или разрушения. Коэффициент перевода величины продольной нагрузки в поперечную для указанной смеси канифоли с парафином равен 0,76 [9]. Этим коэффициентом пользовались при расчете величины поперечного усилия, по которой в свою очередь подсчитывалось значение всестороннего сжатия (бокового давления). Динамические и высокотемпературные тарировки матриц проводили соответственно

с солидолом и сплавом Вуда (коэффициент передачи бокового давления в обоих случаях принимался равным единице).

При испытаниях в условиях повышенных температур (до 300° С) матрица с образцом нагревалась специальной печью 8, представляющей собой спираль из нихрома (проволока сечением 0,8 мм), намотанную на металлический цилиндр со слюдяной изоляцией. Сопротивление проволоки 250 ом, сила тока 5 а, потребляемая мощность 110 вт.

Температура измерялась хромель-алюмелевой термопарой 10 (сопротивление 15 ом), установленной в непосредственной близости от испытуемого образца породы, а регистрировалась магнитоэлектрическим микроамперметром МПП-254 с входным сопротивлением 15 ом. Точность измерений температуры $\pm 5^\circ$.

Следует отметить некоторые специфические особенности метода передачи бокового давления на образец при испытании пород в матрицах.

В отличие от условий передачи бокового давления жидкостью, когда величина этого давления не зависит от последующего продольного нагружения, при испытании в матрицах величина бокового давления

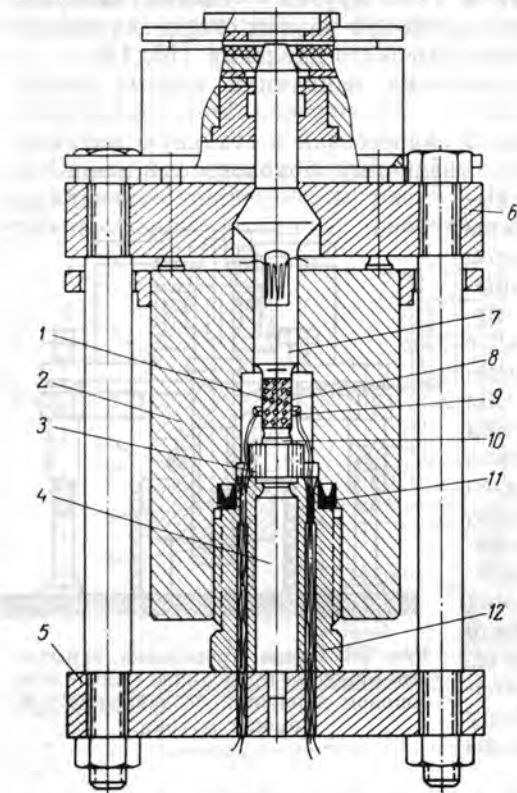


Рис. 59. Установка высокого давления (до 1500 кг/см²) для проведения динамических испытаний пород при различных скоростях деформирования.

определяется толщиной стенки матрицы, упругими и пластическими свойствами ее материала и собственно породы, а также величиной создаваемой продольной нагрузки.

Так, при продольном нагружении образца до начала пластического течения материала матрицы радиальное усилие, а следовательно, и боковое давление резко возрастают, а с переходом в пластическую область деформации матрицы интенсивность роста усилия замедляется, т. е. величина бокового давления как бы стабилизируется.

Таким образом, в рассматриваемом случае наблюдается зависимость процесса деформации породы от деформации матрицы, что

наряду со значительными потерями на трение породы о стенки матрицы может вызывать существенные искажения количественных определений изучаемых деформационных характеристик. Как было установлено, отклонения в величинах характеристик, определенных этим методом, по сравнению с другими, более точными методами достигают в ряде случаев 20—25%.

Для получения более точных результатов исследований деформационных свойств пород при разных скоростях деформирования была создана специальная установка высокого давления.

Для динамических испытаний горных пород в условиях всестороннего сжатия до 1500 кг/см², создаваемого жидкостью, была разработана в лаборатории специальная установка [13, 14].

Общий вид камеры высокого давления установки представлен на рис. 59, ее рабочий объем (за вычетом объема породы) составляет приблизительно 10 см³.

Камера состоит из толстостенного цилиндра 2 (сталь марки 45ХМФА), внутри которого на диске 3 размещен образец породы 1. Он изолирован от масла, создающего давление, латунной оболочкой 8, припаянной сверху к штоку 7, а снизу к подставке 10.

Уплотнение штоков 7 и 4 достигается высокой точностью и чистотой обработки пары цилиндр — шток (скользящая посадка второго класса; чистота поверхности $\nabla 9$).

Жидкость подается в камеру через линию высокого давления ручным насосом НЖР-1500. Точность измерения давления в бомбе $\pm 0,3\%$ (при минимальном давлении в 500 кг/см²). Нижняя гайка 12 с уплотнением в виде резинового кольца 11 предназначена для извлечения образца из камеры после испытания. В гайке имеются электровыводы для проводов от упругой скобы 9, при помощи которой измеряется поперечная деформация образца. Продольные деформации и усилие измеряются ранее описанными способами. При деформации образца давление в камере не изменяется, так как верхний и нижний штоки жестко связаны между собой траверсами 6 и 5.

§ 2. Методы измерений и регистрации изучаемых параметров

Для применения результатов экспериментальных исследований деформационных свойств пород при количественном описании процессов деформации и разрушения пород в земной коре необходимо в процессе опыта измерять все три главных напряжения и соответствующие им три главные деформации образца породы, а также скорость соударения (деформирования) при динамических испытаниях, скорости нагружения и деформации.

Для определения всех этих параметров в проводимых экспериментах были предусмотрены измерения скоростей соударения бойка со штампом и отскока бойка, продольного усилия на образец, всестороннего сжатия (бокового давления), продольной и поперечной (при испытаниях пород в матрице и установке высокого давления) деформаций образца и температуры.

Скорости соударения бойка со штампом и отскока его после удара измеряются по времени прохождения бойком перед и после удара определенного расстояния (27 мм), выбранного в непосредственной близости от места соударения.

В блок-схему прибора, разработанного для измерения скоростей, входят два фотодатчика, формирующий и интегрирующий блоки, блок питания и ламповый вольтметр (рис. 60).

Прохождение бойка в трубе регистрируется двумя фотодатчиками, посылающими прямоугольные импульсы, сдвинутые по времени. По расстоянию между передними фронтами этих импульсов

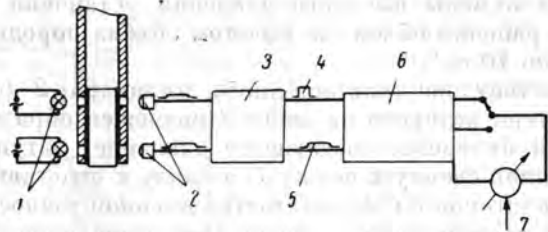


Рис. 60. Блок-схема измерений скорости полета и скорости отскока бойка.

1 — осветители; 2 — фотодатчики; 3 — формирующий блок; 4 — соударение; 5 — отскок; 6 — двухканальный интегрирующий блок; 7 — ламповый вольтметр.

вычисляется время полета бойка при соударении τ_1 , а между задними фронтами — время полета при отскоке τ_2 .

Пользуясь величинами τ_1 и τ_2 , рассчитывают скорости соударения $v_{\text{сод}}$ и отскока $v_{\text{от}}$:

$$v_{\text{сод}} = \frac{27}{\tau_1}, \quad v_{\text{от}} = \frac{27}{\tau_2} \text{ м/сек.}$$

Измерения продольного усилия, продольной и поперечной деформаций

Продольное усилие и поперечная деформация измеряются проволочными датчиками сопротивления, наклеенными на штамп и упругую скобу и включенными в соответствующие мостовые схемы. Датчики для измерения продольного усилия (база 20 мм, сопротивление 200 ом), регистрирующие деформации сжатия, включаются в противоположные плечи электрического моста постоянного тока, датчики, для измерения поперечной деформации, регистрирующие деформации изгиба, — в смежные плечи моста.

В схемы измерений продольного усилия и поперечной деформации введены переменные сопротивления, позволяющие производить балансировку мостов.

Продольные деформации образцов пород при всех испытаниях измеряются емкостным датчиком (рис. 61). Емкость измерительной части датчика равна приблизительно 30 пф, относительные рабочие отклонения емкости составляют около 40%. Изменения емкости датчика преобразуются в соответствующий электрический сигнал специальным электронным прибором — емкостным преобразователем.

Схема измерения рассчитана на одновременную регистрацию всех трех параметров. Запись их производится на неподвижную пленку при помощи двух катодных двухлучевых осциллографов ОК-17М и «Коссор», работающих в режиме ждущей развертки с независимым пуском.

Сигнал от проволочных датчиков, измеряющих усилие, подводится к входу вертикального усилителя первого луча осциллографа ОК-17М через отдельный усилительный блок. Коэффициент усиления равен приблизительно 40. Частотная характеристика усилителя равномерна от 50 гц до 10 кгц. Для согласования входного сопротивления усилителя первого луча осциллографа ОК-17М с выходным сопротивлением дополнительного усилителя в схеме ОК-17М произведено необходимое изменение (входное сопротивление со 100 ом увеличено до 5 ком).

Сигнал от проволочных датчиков упругой скобы для измерения поперечных деформаций подводится непосредственно к выходу вертикального усилителя первого луча катодного осциллографа «Коссор».

Сигнал с выхода электронного преобразователя емкостного датчика для замера продольной деформации подается на вход усилителя второго луча осциллографа ОК-17М через эмиттерный повторитель (рис. 61), включенный для согласования высокоомного выхода преобразователя с низкоомным входом усилителя второго луча осциллографа.

Точность измерения изучаемых параметров при динамических испытаниях: продольных усилий $P \pm 2,5\%$ (при минимальной нагрузке 2500 кг); продольных деформаций $\epsilon_z \pm 2\%$ (для относительной деформации 1,5%), поперечных деформаций $\epsilon_r = \epsilon_0 \pm 6,6\%$ (для относительной деформации 0,25%); при статических: $P \pm 1\%$ (на 2500 кг); $\epsilon_z; \epsilon_r = \epsilon_0$ (на те же величины относительных деформаций) соответственно $\pm 0,2$ и $\pm 2,5\%$. По регистрируемым в процессе

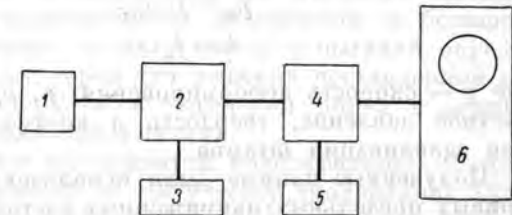


Рис. 61. Блок-схема измерения продольной деформации образца горной породы при динамических испытаниях.

1 — емкостный датчик; 2 — электронный преобразователь; 3 — блок питания; 4 — эмиттерный повторитель; 5 — батарея питания; 6 — осциллограф ОК-17М, II луч.

опыта величинам всех изучаемых характеристик во времени строят зависимости:

при проведении испытаний в установке высокого давления и в матрицах

$$\epsilon_z = f_1(\sigma_i) \text{ для разных } v \text{ при } p = \text{const}, t = \text{const},$$

$$\sigma_i = f_2(v) \text{ для разных } p, t,$$

$$\epsilon_z = f_3(v) \text{ для разных } p, t;$$

при испытании пород вдавливанием

$$p = f_1(e) \text{ для разных } v,$$

$$p_m = f_2(v),$$

$$k = f_3(v),$$

где v — скорость деформирования; p , p_m , k — соответственно контактное давление, твердость и коэффициент пластичности пород при вдавливании штампа.

Полученные данные были использованы также для построения кривых предельных напряженных состояний при разных скоростях деформирования.

Глава X

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВСЕСТОРОННЕМ СЖАТИИ, ПОВЫШЕННЫХ ТЕМПЕРАТУРАХ И РАЗНЫХ СКОРОСТЯХ ДЕФОРМИРОВАНИЯ

Методическая сложность экспериментов по изучению свойств пород при динамическом нагружении и потребность в большом числе образцов для проведения полного цикла испытаний определили особый подход к выбору пород для решения поставленной задачи — установлению особенностей в поведении пород в земной коре при быстро протекающих деформациях.

Выбор пород основывался на принятой классификации горных пород по результатам испытаний на статическое вдавливание [19].

Для детального изучения были отобраны породы, представляющие три класса по пластичности: хрупкий шокшинский кварцит, пластично-хрупкий уральский мрамор и высокопластичная поликристаллическая каменная соль. В меньшем объеме проводили опыты на высокопористом корбачеевском и плотном золенгофенском известняках, доломите, песчанике и глине.

В табл. 17 приведены данные о минеральном составе, структурно-текстурных особенностях выбранных для испытания пород, а также их пористости, объемном весе и упругих свойствах.

В соответствии с принятой методикой исследований вначале опыты проводили по установлению числа необходимых ступеней скоростей деформирования в пределах выбранного диапазона. На основании этих опытов был выбран такой разрыв между исследуемыми скоростями деформирования, который обеспечивал большее изменение характеристик, чем получающееся за счет разброса опытных данных: статические испытания 10^{-6} м/сек, динамические 10, 20, 30, 40 и 50 м/сек (начальные скорости соударения пуансона или поршня с породой).

В проводимых для сравнения статических испытаниях скорость нагружения поддерживалась постоянной (10—20 кг/см²·сек). Однако несколько опытов при статическом нагружении было проведено при меньших скоростях (0,5—2,5 кг/см²·сек), что позволило получить дополнительные данные о скоростном эффекте и его влиянии на механизм деформации пород.

При испытании пород на вдавливание и одноосное сжатие в условиях динамического нагружения всегда удавалось довести процесс деформации породы до разрушения, при испытаниях же в матрицах и установке высокого давления в большинстве случаев не

Порода	Минеральный состав		Структура
	минерал	%	
Кварцит шокшинский	Кварц Прочие	92 8	Гранобластовая
Мрамор белый уральский	Кальцит	—	То же
Каменная соль поликристаллическая	Галит Глинистые частицы и ангидрит	90 10	—
Известняк коробчевский	Кальцит Доломит Остатки водорослей	50 30 20	—
Известняк золенгофенский	Кальцит	—	—
Доломит из Опаринской опорной скважины (глубина 1344—1352 м)	Доломит	—	Микропористая
Песчаник (Волго-Уральская область)	Кварц Цемент кварцевый, контактный	— —	Псаммитовая
Глина	Гидролюды Кальцит с рассеянным углистым веществом и пиритом	— —	—

представлялось возможным создать необходимые для разрушения напряжения, хотя достигаемые величины, как правило, превышали предел текучести породы.

§ 1. Влияние скорости на деформационные свойства горных пород в условиях вдавливания, одноосного и трехосного сжатия при комнатной температуре

Здесь приведены только сводные данные по результатам исследований деформационных свойств пород при комнатной температуре, поскольку первичные результаты экспериментов были подробно изложены в ряде опубликованных работ [2, 11—13, 15, 16].

Текстура	Зернистость	Эффективная пористость, %	Объемный вес, г/см ³	Статический модуль упругости $E \cdot 10^{-3}$, кг/см ²
Массивная, плотная	Мелкозернистый	0,36	2,67	8,1
То же	Среднезернистый	0,5	2,7	4,0
—	Крупнозернистый	—	2,18	1,1
—	Разнозернистый	22,7	2,0	2,1
Массивная, плотная	Пелитоморфный	3,46	2,6	5,9
Массивная	Мелкозернистый	10,5	2,48	3,1
—	То же	22,1	—	—
Неяснослоистая микрозернистая	—	—	—	0,22

При проведении опытов для каждой породы были получены осциллографические записи «усилие — время», «продольная деформация породы — время», а при испытаниях на сжатие в условиях всестороннего давления еще и «поперечная деформация — время». На основании этих записей строили диаграммы деформаций пород при разных скоростях и графики зависимостей отдельных деформационных характеристик от скорости.

Для иллюстрации на рис. 62 и 63 представлены диаграммы деформаций мрамора. Как можно видеть, с ростом скорости деформирования пластичность мрамора резко уменьшается и при скорости 40—50 м/сек по виду диаграмм деформаций мрамор уже может быть отнесен к хрупким породам.

Средние данные по деформационным свойствам всех пород, испытанных при разных скоростях деформирования, представлены в табл. 18.

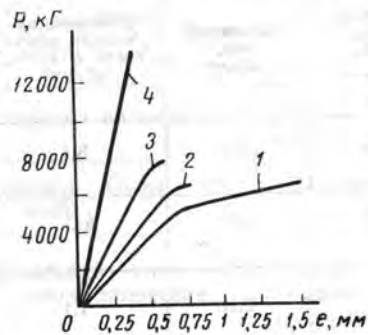


Рис. 62. Диаграммы деформаций мрамора при вдавливании с разными скоростями.

1 — $v = 10$ м/сек; 2 — $v = 21$ м/сек;
3 — $v = 34$ м/сек; 4 — $v = 40$ м/сек.

О большом влиянии пористости и трещиноватости пород на их механические характеристики свидетельствуют и результаты прове-

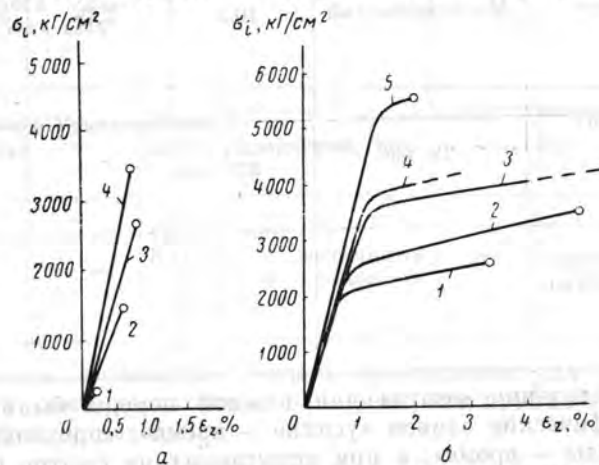


Рис. 63. Диаграммы деформаций мрамора при сжатии в условиях бокового давления разной величины.

a — испытание на одноосное сжатие: 1 — статическое испытание, 2 — $v = 16$ м/сек, 3 — $v = 29$ м/сек, 4 — $v = 43$ м/сек; *b* — испытание в матрицах и установке высокого давления: 1 — статическое испытание ($p = 750$ кг/см²), 2 — статическое испытание ($p = 900$ кг/см²), 3 — статическое испытание ($p = 2200$ кг/см²), 4 — $v = 16$ м/сек ($p = 520$ кг/см²), 5 — $v = 55$ м/сек ($p = 720$ кг/см²).

денного исследования. Если сравнить рост прочности на сжатие с увеличением скорости у пород с различной исходной пористостью, то у более пористых пород в диапазоне скоростей от 10^{-6} до 50 м/сек

прочность увеличивается значительно больше (в 5—14 раз), чем у малопористых плотных пород (в 1,5—5 раз).

Следует также отметить большее влияние скорости на прочность и предел текучести малопрочных пород при сжатии в условиях бокового давления по сравнению с более прочными породами.

Тенденция к сближению величин прочности на одноосное сжатие и предельных напряжений при всестороннем сжатии наблюдается у пород, деформированных с высокими скоростями (рис. 64). Это явление, по-видимому, связано с локализацией процесса деформации в ограниченных объемах у мест приложения нагрузки, благодаря чему все схемы нагружения приобретают аналогию с вдавливанием. Сопротивление разрушению при одноосном сжатии в этом

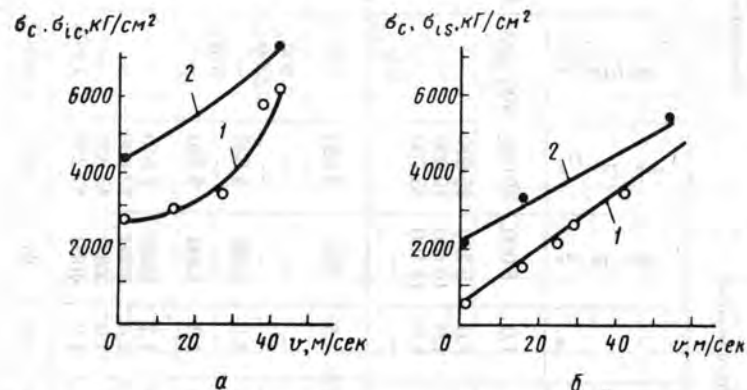


Рис. 64. Зависимость предела прочности на одноосное сжатие σ_c и предельных напряжений $\sigma_{i,c}$ и $\sigma_{i,e}$ при боковом давлении от скорости деформирования.

a — для кварцита: 1 — σ_c , 2 — $\sigma_{i,c}$ (при $p = 400-500$ кг/см²); *b* — для мрамора: 1 — σ_c , 2 — $\sigma_{i,c}$ при $p = 400-500$ кг/см².

случае начинает определяться объемным напряженным состоянием у нагружаемого торца образца.

В результате анализа изменений показателей пластичности (коэффициента пластичности при вдавливании, предела текучести и величины остаточной деформации при сжатии в условиях бокового давления) было установлено заметное уменьшение пластичности со скоростью. Так, с ростом скорости коэффициент пластичности мрамора и каменной соли падает до значений, характерных для малопластичных и хрупких пород.

При испытаниях в условиях бокового давления, способствующего проявлению пластических свойств у многих пород, рост скорости деформирования вызывает увеличение предела текучести и уменьшение величины остаточной деформации до разрушения. При увеличении скорости уменьшается также время достижения разрушающей нагрузки.

Деформационные свойства горных пород при разных скоростях деформирования

Порода	Скорость деформирования, м/сек	Одноосное сжатие				Вдавливание						Сжатие в условиях бокового давления σ_r различной величины				
		σ_1 , кг/см ²		$E \cdot 10^{-4}$, кг/см ²	R_m , кг/см ²	R_0 , кг/см ²	k	σ_0 , кг/см ²	σ_{18} , кг/см ²	σ_{10} , кг/см ²	σ_{10} , кг/см ²	σ_{18} , кг/см ²	σ_{10} , кг/см ²	σ_{18} , кг/см ²	%, σ_{10}	%, σ_{18}
		кг/см ²	кг/см ²													
Кварцит	Статические испытания	2840	54 500	—	1,0	8 000	39 000	400—500	4300—4450*	—	—	—	—	—	—	—
	15—18	3000	64 000	—	1,0	9 700	45 600	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	26—28	3450	69 500	—	1,0	10 400	49 600	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	38	5850	82 500	—	1,0	12 400	58 700	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	41—55	6170	—	—	—	—	—	400	7300*	—	—	—	—	—	—	—
Мрамор	Статические испытания	635	7 900	5200	3,5	850	3 580	750	2400	2000	—	—	—	—	—	—
	То же	—	—	—	—	—	—	900	3600	2300	—	—	—	—	—	—
	10	1500	8 700	6700	2,9	1080	4 630	520	4000	3250	—	—	—	—	—	—
	16	2300	9 100	8000	1,3	1300	5 520	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	21—23	2700	10 100	9500	1,2	1550	6 550	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	29—30	3450	18 400	—	1,0	3000	12 680	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	34	—	20 000	—	1,0	3260	13 800	—	—	—	—	—	—	—	—	—
40—43	—	25 000	—	1,0	4050	17 250	720	5530*	5300	—	—	—	—	—	—	
45—46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
53—55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Каменная соль	Статические испытания	260	—	550	∞	97	368	520	930	—	—	—	—	—	—	—
	То же	1400	1250	720	—	—	—	880	1130	350	—	—	—	—	—	—
	18	3400	1920	1330	3,0	—	—	520	2370	1800	—	—	—	—	—	—
28—29	—	—	—	1,8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Доломит	38	4000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	48	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Статические испытания	1000	4,5	—	—	—	—	965	3515	—	—	—	—	—	—	—
	22	—	—	—	—	—	—	460	2160	—	—	—	—	—	—	—
	26	2400	—	—	—	—	—	430	3170	—	—	—	—	—	—	—
46	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
65	4450	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Песчаник	Статические испытания	520	—	—	—	—	—	950	2280	—	—	—	—	—	—	—
	27	—	—	—	—	—	—	520	3670	—	—	—	—	—	—	—
	45—48	4150	—	—	—	—	—	470	4060	—	—	—	—	—	—	—
Золото-фенский известняк	Статические испытания	2600	16 900	9700	6,5	—	—	1350	6850	—	—	—	—	—	—	—
	То же	—	—	—	—	—	—	2000	6440	—	—	—	—	—	—	—
	19	—	—	—	—	—	—	550	3940	—	—	—	—	—	—	—
	30—31	3800	—	—	—	—	—	550	4300	—	—	—	—	—	—	—
	60	4600	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Коробчевский известняк	Статические испытания	440	—	—	—	—	—	380	2800	—	—	—	—	—	—	—
	То же	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	25	3600	—	—	—	—	—	545	2860	—	—	—	—	—	—	—
	30—32	3900	—	—	—	—	—	470**	2400**	—	—	—	—	—	—	—
	45—46	4860	—	—	—	—	—	470	3800	—	—	—	—	—	—	—
60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Глина	Статические испытания	270	—	—	—	—	—	800	2070	—	—	—	—	—	—	—
	То же	—	—	—	—	—	—	575	3500	—	—	—	—	—	—	—
	20	1500	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	26	3700	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

* Образец разрушен.

** Данные получены при $v=38$ м/сек.

При испытаниях горных пород в этих условиях отмечено, что с ростом скорости время достижения максимальной деформации начинает значительно превосходить время достижения максимальной нагрузки. Благодаря этому деформационный угол φ становится больше нуля и деформация пород протекает без деформационного упрочнения. Чем больше скорость, тем больше φ и, следовательно, тем более хрупким становится деформационное поведение породы. Это явление наблюдается даже при деформировании пород в интервале изменения статических скоростей нагружения [2]. На рис. 65 и 66 даны диаграммы деформации известняка Из.82 (описание породы см. в табл. 8) при двух различных скоростях

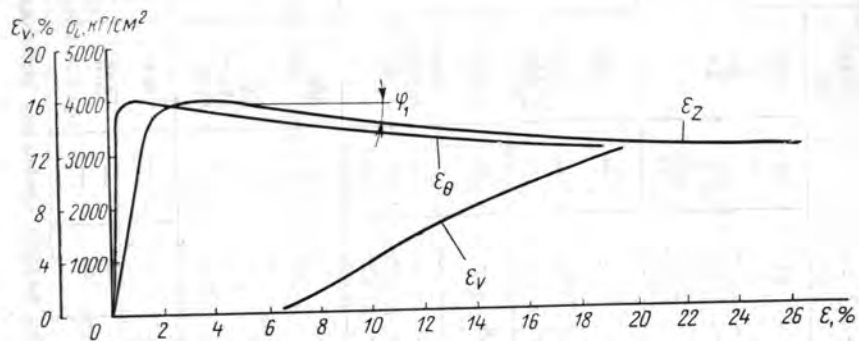


Рис. 65. Диаграммы деформации известняка в условиях всестороннего сжатия $\sigma_{0p} = 1000 \text{ кг/см}^2$ при скорости нагружения $\frac{\Delta\sigma_i}{\Delta t} = 500 \text{ кг/см}^2 \cdot \text{сек.}$

нагружения, а в табл. 19 приведены данные об изменении предела текучести σ_{is} и модуля остаточной деформации $k_1 = \text{tg } \varphi_1 \frac{m_o}{m_s}$ (значения m_o и m_s см. в § 3 главы IV) некоторых других пород (описание пород см. в табл. 10) при деформировании по первой схеме нагружения (о схемах нагружения см. главу IV) в условиях гидростатического сжатия $\sigma_{0p} = 1000 \text{ кг/см}^2$.

Из приведенных данных следует, что с ростом скорости нагружения развитие остаточной деформации как бы облегчается (оно происходит при относительно меньшей величине напряжения σ_i). Это связано с увеличением относительной роли катаклаза в остаточной деформации и с развитием тенденции к локализации остаточной деформации в зонах ее лавинного развития. О развитии катаклаза свидетельствует разуплотнение породы в процессе деформации (см. кривые относительного увеличения объема ε_v на рис. 65 и 66).

В целом результаты проведенных исследований показали, что качественно изменения механических характеристик с повышением скорости у всех пород одинаковы (рост сопротивления разрушению,

Шифр породы	Скорость нагружения $\frac{\Delta\sigma_i}{\Delta t}, \text{ кг/см}^2 \cdot \text{сек}$	Предел текучести $\sigma_{is}, \text{ кг/см}^2$	Первый модуль остаточной деформации $k_1, \text{ кг/см}^2$
Гл. 882	0,1	900	+1 000
	500	1400	-500
Гл. 484	0,1	2250	-10 000
	500	3000	-20 000
Ал. 1259	0,1	5200	-4 000
	500	6200	-6 000
П. 1109	0,1	3100	-200
	500	3800	-1 000
Из. 1125	0,1	3500	-3 000
	500	4600	-5 000
Из. 81	0,1	2900	0
	500	3900	-2 000

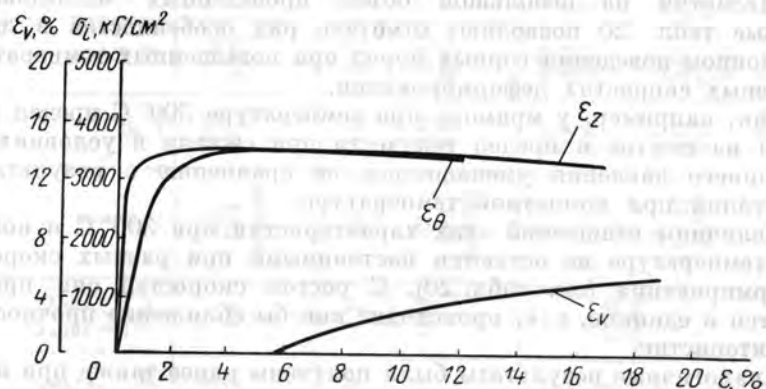


Рис. 66. Диаграммы деформации известняка в условиях всестороннего сжатия $\sigma_{0p} = 1000 \text{ кг/см}^2$ при скорости нагружения $\frac{\Delta\sigma_i}{\Delta t} = 0,1 \text{ кг/см}^2 \cdot \text{сек.}$

уменьшение пластичности и др.), количественные же различия зависят от состава пород, их структурных особенностей и величины всестороннего сжатия.

Полученные данные по деформационным свойствам пород при разных напряженных состояниях и различных скоростях деформирования не могут, конечно, дать полного представления о поведении пород в земной коре, поскольку диапазон исследованных скоростей еще очень узок; испытания проведены при комнатной температуре и в ограниченном объеме.

Для обоснованной экстраполяции экспериментальных данных на процессы деформации пород в природных геологических условиях необходимо значительно расширить исследования главным образом за счет уменьшения скоростей деформирования. Однако даже проведенные исследования служат хорошим подтверждением мнения многих исследователей [5, 8] о необходимости изучения временных или скоростных зависимостей деформационных свойств горных пород для нахождения общих закономерностей, характеризующих поведение горных пород в земной коре.

§ 2. Влияние скорости на деформационные свойства горных пород при совместном действии всестороннего сжатия и высоких температур

Влияние скорости на деформационные свойства пород при повышенных температурах изучалось на мраморе и кварците при испытаниях их на одноосное сжатие и сжатие в условиях всестороннего давления, создаваемого матрицами. Результаты испытаний приведены в табл. 20.

Несмотря на небольшой объем проведенных исследований, данные табл. 20 позволяют отметить ряд особенностей в деформационном поведении горных пород при повышенных температурах и разных скоростях деформирования.

Так, например, у мрамора при температуре 300° С предел прочности на сжатие и предел текучести при сжатии в условиях всестороннего давления уменьшились по сравнению с результатами испытаний при комнатной температуре.

Величины отношений этих характеристик при 300° С и комнатной температуре не остаются постоянными при разных скоростях деформирования (см. табл. 20). С ростом скоростей они приближаются к единице, т. е. происходит как бы сближение прочностных характеристик.

Аналогичные результаты были получены ранее также при исследованиях мрамора и других осадочных пород, но в условиях статического нагружения и при температуре 500° С [22, 24, 25]. При этой температуре было отмечено увеличение прочности мрамора на 80% при уменьшении продолжительности испытания от 35 дней до 0,25 сек, при комнатной температуре тому же диапазону изменения времени испытания соответствовало относительно меньшее увеличение прочности.

При статических испытаниях шокшинского кварцита в условиях высокого всестороннего сжатия температура 100—300° С почти не оказывает влияния на прочность. Прочность не только не уменьшалась при этих температурах, но даже несколько возрастала. При проведении исследований в условиях динамического нагружения также не обнаружено уменьшения прочности кварцита с ростом температуры до 300° С ни при одноосном сжатии, ни при сжатии в матрицах.

Таблица 20

Порода	Скорость деформирования, м/сек	Одноосное сжатие				Сжатие в условиях бокового давления σ_0				$\frac{\sigma_{t_2} (t=300^\circ\text{C})}{\sigma_{t_2} (t=20^\circ\text{C})}$ при $p = \text{const}$		
		№ опыта	t, °C	σ_{t_2} , кг/см ²	σ_{t_1} , кг/см ²	$\frac{\sigma_{t_2}}{\sigma_{t_1}}$	№ опыта	t, °C	σ_{t_2} , кг/см ²		σ_{t_1} , кг/см ²	$\frac{\sigma_{t_2}}{\sigma_{t_1}}$
Кварцит	Статические испытания	1	320	2700	4350	28	300	750	6400	—	7200	1,3*
		2	300	3500	4750	Без номера	400	2500	10400	—	5050	1,13*
	3	300	3300	4650	24	300	320	3600	—	4800	—	
	4	300	340	470	30	300	450	5100	500	250	0,36	
Мрамор	Статические испытания	1	300	1660	1650	30	300	2000	—	950	250	0,32
		2	300	1330	1665	Без номера	300	350	1770	1500	3100	—
	3	300	830	830	8	300	340	1320	1200	1540	—	
	4	300	665	665	3	300	430	1800	1500	1930	—	
	5	300	665	665	14	300	350	1770	1500	1850	—	
	6	300	830	830	—	—	—	—	—	—	—	
	7	300	1660	1660	—	—	—	—	—	—	—	
	8	300	1660	1660	21	300	430	3450	3200	3630	—	
	22—23	26	—	—	300	370	3700	3500	3840	—		
	32	—	—	—	300	430	4200	—	5250	—		
	46	—	—	—	300	430	4200	—	—	—		
	59—60	—	—	—	300	430	4200	—	—	—		

* Ввиду хрупкого разрушения здесь применяется отношение $\frac{\sigma_{t_2} (t=100^\circ\text{C})}{\sigma_{t_2} (t=20^\circ\text{C})}$.

Следовательно, температура по-разному влияет на деформируемость различных пород, при этом с ростом скорости также возможны изменения относительной деформируемости пород при одной и той же температуре.

§ 3. Изучение микроструктурных изменений в породах, деформированных при различных скоростях

Возникающие в процессе деформации остаточные изменения в микроструктуре складываются из деформации отдельных зерен (внутрикристаллическое скольжение, двойникование) и деформации за счет скольжения и поворота зерен относительно друг друга (межзерновое скольжение). Исходя из этого, для изучения механизма остаточных деформаций в породах, деформированных при разных скоростях, пользовались методами, позволяющими выявить как те, так и другие изменения.

Применяемый метод облучения пород гамма-радиацией позволял выявить особенности пластической деформации путем трансляционного скольжения [6, 13, 21, 23], а оптический метод изучения в шлифе преимущественной ориентировки зерен — особенности механизма деформации межкристаллитного (межзернового) скольжения [2].

Метод облучения был использован для выявления изменения величин зон пластической деформации в мраморе и каменной соли с увеличением скорости деформирования при вдавливании и сжатии в условиях бокового давления. Облучение производилось в Физико-химическом институте им. Карпова (источник — кобальт-60; интенсивность облучения мрамора 15—17 Mr, каменной соли 3—5 Mr).

Зоны пластической деформации изучались на аншлифах из образцов пород, деформированных пластически, но не доведенных до разрушения.

В результате проведенных исследований было установлено, что на аншлифах пород, в процессе деформирования которых были обнаружены остаточные деформации, при облучении четко выделяются по окраске зоны пластической деформации. При деформировании с одной и той же скоростью более интенсивную окраску эти зоны имели у пород, деформированных вдавливанием или при высоких значениях всестороннего сжатия, менее интенсивную — у пород, деформированных при небольших давлениях (500 кг/см^2). Отмеченные различия вполне закономерны, поскольку в последнем случае в механизме остаточной деформации преобладает межзерновое скольжение.

Не останавливаясь более подробно на результатах облучения мрамора и каменной соли, деформированных вдавливанием, отметим лишь обнаруженные при помощи облучения особенности развития пластической деформации при разных скоростях деформирования.

Как можно видеть из рис. 67, а, б, в, глубина распространения зон пластической деформации в мраморе уменьшалась с ростом скорости деформирования, что отмечалось и при измерении величины деформации до разрушения.

При деформировании мрамора со скоростью 40—60 м/сек остаточные деформации не были обнаружены, на облученном же аншлифе мрамора в этом случае отмечена окраска зоны, непосредственно прилегающей к контакту штампа с породой (рис. 67, г). Здесь, как можно предположить, пластическая деформация получила развитие одновременно с хрупким сколом породы по контуру штампа и вызвана локальным воздействием больших динамических усилий.

Было установлено, что при облучении как мрамора, так и каменной соли границы пластической зоны совпадают с поверхностями главных касательных напряжений. Однако в отличие от мрамора,

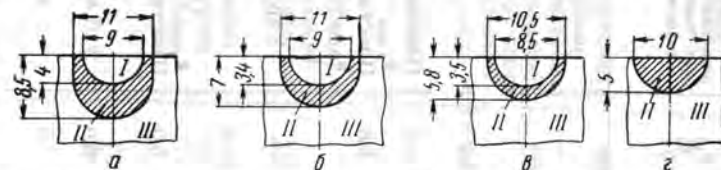


Рис. 67. Аншлифы пластически деформированных и облученных образцов мрамора.

а — статическое вдавливание; б — $v = 20 \text{ м/сек}$; в — $v = 32 \text{ м/сек}$; г — $v = 40 \text{ м/сек}$.

Штриховкой на рисунках аншлифов показаны зоны, получившие окраску при облучении (зоны пластической деформации).

у которого при облучении на аншлифе четко выделяются три зоны (рис. 67): I — внутренняя полусферическая, не получившая окраски, II — пластически деформированная — окрашенная серповидная, заключенная между двумя граничными поверхностями равных максимальных касательных напряжений, и III — внешняя неокрашенная, играющая роль упругой матрицы; у каменной соли даже при небольших величинах давления пластические сдвиги охватывают всю область под штампом, включая участок, прилегающий к его основанию. Такое отличие механизма деформации каменной соли при вдавливании связано с тем, что предел текучести ее почти не зависит от величины нормального напряжения, действующего в плоскости скольжения.

Результаты этих исследований показали, что при вдавливании в суммарной деформации мрамора и каменной соли внутрикристаллическое скольжение играет большую роль, что и позволило использовать метод облучения для установления особенностей развития зон пластической деформации.

Отмеченная особенность механизма пластической деформации при вдавливании объясняется высокими значениями всестороннего сжатия (у мрамора при разных скоростях σ_0 колеблется от 1000 до $15\,000 \text{ кг/см}^2$).

Порода	№ опыта	Скорость удара v_u , м/сек	Скорость нагружения v_n , кг/см ² × сек	t , °C	σ_0 , кг/см ²	σ_1 , кг/см ²	ϵ_z , %	Область деформирования (по диаграмме деформаций)	Результаты облучения
Мрамор	Без номера	Недеформируемый образец	Комнатная	—	—	—	—	—	Окраска отсутствует
	2	—	0,5	Комнатная То же	500	1415	3,5	Пластическая $\epsilon_{z \text{ ост}} = 3,0\%$ Пластическая $\epsilon_{z \text{ ост}} = 6,0\%$	Слабая голубая окраска по всему сечению образца
	3	—	2,5	»	—	2320	6,8	»	Слабая, но более яркая, чем в опыте 2, окраска также по всему сечению образца
	34	—	10,0	»	Атмосферное	300	—	Упругая	Окраска отсутствует
	4а	—	10,0	»	500	2430	10,0	Образец разрушен $\epsilon_{z \text{ ост}} = 9,3\%$	Еще более яркая окраска по всему сечению
	6	—	10,0	»	900	3600	5,0	Пластическая	Окраска, средней интенсивности, более яркая — в центре образца
	22	—	10,0	»	2230	4310	6,0	»	Окраска интенсивная по всему сечению образца
	3	—	10,0	300	1000	5100	27,5	»	Очень ярко-голубая окраска по всему сечению образца

Статические испытания

Динамические испытания

Каменная соль	29	17,6	—	Комнатная То же	510	4500	2,1	Переход из упругой в пластическую область	Еле заметная окраска в центральной части образца
	23	19,4	—	»	440	4500	2,5	»	Окраска отсутствует
	15	43	—	Комнатная То же	680	—	3,1	Упругая	Окраска отсутствует
	24	55	—	»	720	5500	2,1	»	Окраска отсутствует
	21 ¹	42,3	—	100	475	3525	1,0	Упругая	Окраска отсутствует
	21 ²	32	—	300	550	3450	1,0	»	Окраска отсутствует
	20	60	—	300	4300	5500	2,2	Образец разрушен (упругая)	Еле заметная окраска только в области скола
	15	Статическая	—	Комнатная То же	Атмосферное То же	80	Упругая	Упругая	Окраска желтоватого тона
	18	»	»	»	100	100	—	Переход в пластическую область	В середине образца последние несколько зерен
	21	»	»	»	240	240	1,0	Пластическая перед разрушением	Фиолетовая окраска в центре образца
Без номера	»	»	»	520	1000	6,8	Пластическая	Интенсивная фиолетовая окраска по всему сечению образца	
61	22,7	—	»	520	2370	4,5	»	Фиолетовая окраска всего образца	
63	48,3	—	—	490	7100	2,1	Перед разрушением упругая	Почти полное отсутствие окраски	

Результаты облучения пород, деформированных статически и динамически в установке высокого давления и матрицах при разных температурах (табл. 21), показывают, что вне зависимости от величины всестороннего сжатия σ_0 , достигнутого уровня напряжений σ_{ic} , скорости деформирования (v_v или v_n) и температур t породы, деформированные упруго (по диаграмме деформаций), не получают никакой окраски при облучении.

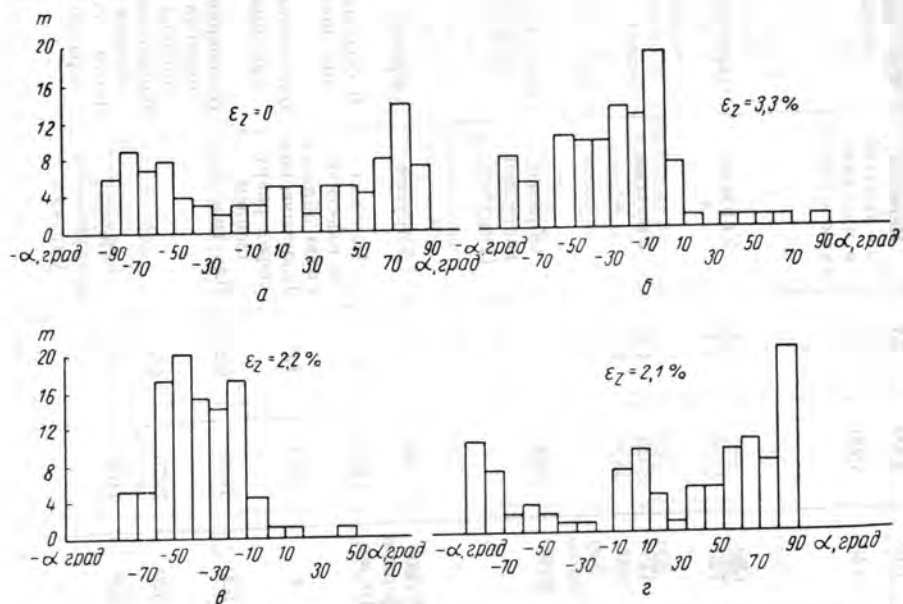


Рис. 68. Гистограмма преимущественной ориентировки зерен мрамора. (m — частота отклонения зерен на данный угол α).

a — для недеформированного образца; $б$ — после деформации при всестороннем сжатии 725 кг/см^2 и статическом продольном нагружении; $в$ — после деформации со скоростью $v = 18 \text{ м/сек}$ при всестороннем сжатии 520 кг/см^2 ; $г$ — после деформации со скоростью $v = 48 \text{ м/сек}$ при всестороннем сжатии 500 кг/см^2 .

При деформировании за пределом упругости более интенсивную окраску имеют аншлифы пород, деформированных при более высоких значениях всестороннего сжатия.

При одинаковых величинах деформации, но при разных скоростях деформирования окраска, свидетельствующая о наличии пластической деформации, раньше появляется у образцов пород, деформированных при меньших скоростях, что вполне соответствует деформационным характеристикам пород. Полученные данные подтверждают выводы о росте хрупкости пород при высоких скоростях, в то время как при высоком всестороннем сжатии и повышенных температурах отмечается увеличение роли пластической деформации.

Поскольку большая часть опытов проводилась в условиях относительно низких давлений, для которых более характерна пластическая (остаточная) деформация, связанная не с внутризерновым, а с межзерновым скольжением, было проведено также изучение микроструктуры мрамора, деформированного при разных скоростях, по методике количественной оценки связи преимущественной ориентировки зерен с деформацией, описанной в работе [2], а также в главе XIII.

В качестве исходных выбирали образцы мрамора, не имеющие заметной преимущественной ориентировки (рис. 68, a , мрамор 1).

На рис. 68, $б, в, г$ приведены гистограммы мрамора, деформированного в условиях приблизительно одинакового всестороннего сжатия при статическом и динамическом нагружении с разными скоростями.

Как видно из рис. 68, в результате деформации при статическом и динамическом нагружении с малой скоростью ($v = 18 \text{ м/сек}$) намечается образование преимущественной ориентировки зерен в сторону минимального сжимающего напряжения. Интересно, что при деформации со скоростью 48 м/сек почти никакого изменения в структуре по сравнению с исходной не наблюдалось. Это вполне согласуется с характером диаграммы деформации, на которой отсутствовал участок неупругого деформирования.

ЗАВИСИМОСТЬ УСЛОВИЙ
ПРОЧНОСТИ И ПЛАСТИЧНОСТИ
ИССЛЕДУЕМЫХ ГОРНЫХ ПОРОД
ОТ СКОРОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ

Наиболее полное представление о прочностных свойствах горных пород дают кривые предельных напряженных состояний (паспорта прочности горных пород).

Для построения этих кривых используют различные теории прочности. Как было показано многочисленными экспериментальными исследованиями, у горных пород условия предельного напряженного состояния в большинстве случаев связаны с пластическим или хрупким сдвигом при достижении касательными напряжениями τ в плоскости скольжения определенной величины, зависящей от нормальных напряжений σ , действующих в той же плоскости.

Предельная кривая, построенная на основании достаточного числа экспериментальных точек, может быть записана в виде уравнения, дающего общую характеристику прочностных свойств пород при любом напряженном состоянии:

$$\tau = f(\sigma).$$

В большинстве задач механики горных пород нормальные напряжения являются сжимающими, поэтому наибольший практический интерес представляет изучение той части прочностной кривой, которая характеризует предельное состояние при напряжениях сжатия.

Для построения прочностных кривых использовали результаты испытаний горных пород на одноосное сжатие, сжатие в условиях бокового давления и вдавливание.

Предельная кривая (см. главу IV) может быть представлена либо в виде зависимости между касательным τ_0 и нормальным σ_0 октаэдрическими напряжениями, либо в виде огибающей наибольших предельных кругов Мора. Каждый из ранее перечисленных видов испытаний позволяет установить одну точку на кривой зависимости между τ_0 и σ_0 , либо один предельный круг Мора.

В первом случае необходимо, чтобы при каждом опыте определяли все три главные нормальные напряжения σ_1 , σ_2 и σ_3 , во втором случае должны быть известны два из трех напряжений σ_1 и σ_3 .

При испытании на одноосное сжатие ($\sigma_1 = \sigma_2 = 0$, $\sigma_3 = \sigma_0$) предельные октаэдрические напряжения определяют следующим образом:

$$\tau_0 = \frac{1}{3} \sqrt{(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2} = 0,47\sigma_0, \quad (45)$$

$$\sigma_0 = \frac{1}{3} \sigma_c.$$

При испытаниях на сжатие в условиях бокового сжатия ($\sigma_1 = \sigma_2 = p$, $\sigma_3 = -\sigma_i + p$) имеем

$$\tau_0 = 0,47\sigma_i,$$

$$\sigma_0 = -\frac{1}{3}(\sigma_i + 3p), \quad (46)$$

где p — величина бокового сжатия; σ_i — продольное напряжение, избыточное по отношению к равномерному всестороннему сжатию p .

При испытаниях на вдавливание в породе создается резко неоднородное напряженное состояние. В этом случае для расчета предельных величин главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 необходимо решать специальную задачу. В главе IV было показано, как могут быть определены предельные напряжения при помощи данных решения пластической задачи.

Применение решений этой задачи в случае динамического вдавливания неправомерно по следующим причинам:

а) с ростом скорости деформирования разрушение под штампом становится все более хрупким;

б) величины σ_0 , получаемые при динамическом нагружении, нельзя использовать в формуле (28) ввиду искажающего влияния на σ_0 процесса локализации деформаций у нагружаемого торца образца (см. § 2 главы IV).

Для определения показателей предельного состояния под штампом при динамическом вдавливании применяют данные решения упругой задачи при вдавливании штампа [3, 13]. В этом случае предельные величины главных нормальных напряжений равны:

$$\sigma_1 = \sigma_2 = p_k \left[-1 + \frac{z^3}{(a^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \right], \quad (47)$$

$$\sigma_3 = \sigma_3 = \frac{p_k}{2} \left[\frac{2(1+\nu)z}{\sqrt{a^2 + z^2}} - \frac{z^3}{\sqrt{(a^2 + z^2)^3}} - (1 + 2\nu) \right], \quad (48)$$

где

$$z = a \sqrt{\frac{2(1+\nu)}{7-2\nu}}; \quad (49)$$

a — радиус штампа; p_k — предел текучести p_0 (для пластичных и пластично-хрупких пород) либо твердость p_m (для хрупких пород); ν — коэффициент Пуассона.

Предельные октаэдрические напряжения при вдавливании равны:

$$\tau_0 = \frac{\sqrt{2}}{3} p_k \left[\frac{2\nu-1}{2} - \frac{2(1+\nu)\sqrt{2(1+\nu)}}{9} \right], \quad (50)$$

$$\sigma_0 = \frac{2p_k}{9} (1+\nu) [\sqrt{2(1+\nu)} - 3].$$

Значения τ_0 и σ_0 для различных ν представлены в табл. 22.

Таблица 22

ν	0,2	0,25	0,3	0,35	0,4	0,45
τ_0	0,333 p_0	0,324 p_0	0,314 p_0	0,303 p_0	0,292 p_0	0,282 p_0
σ_0	0,387 p_0	0,393 p_0	0,400 p_0	0,407 p_0	0,412 p_0	0,417 p_0

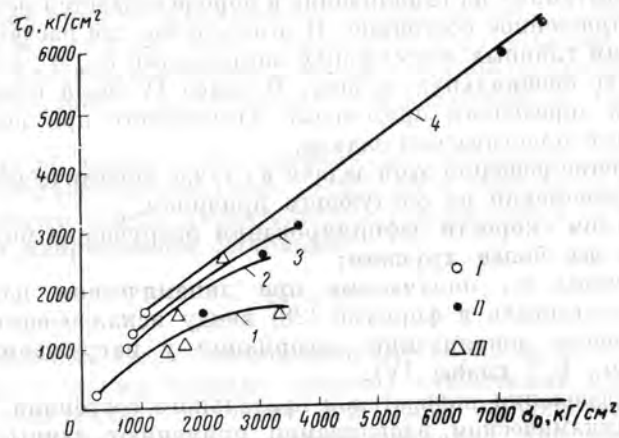


Рис. 69. Кривые предельных напряженных состояний $\tau_0 = f(\sigma_0)$ для мрамора при различных скоростях деформирования.

I — статическое испытание; II — $\nu = 21-23$ м/сек; III — $\nu = 29-34$ м/сек; IV — $\nu = 40-50$ м/сек; I — одноосное сжатие; II — вдавливание; III — продольное сжатие при всестороннем давлении.

В табл. 23 приведены значения σ_0 , τ_0 , σ_1 , σ_2 и величины максимального касательного напряжения $\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$ для трех наиболее полно исследованных пород — кварцита, мрамора и каменной соли — при разных скоростях деформирования.

На рис. 69 и 70 для примера показаны кривые предельных напряженных состояний в октаэдрических напряжениях для мрамора и кварцита.

Таблица 23

Порода	Скорость деформирования, м/сек	Одноосное сжатие				Вдавливание				Сжатие в условиях всестороннего давления						
		σ_0 , кг/см ²	τ_0 , кг/см ²	$\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$, кг/см ²	p_0 (Р _{пл}), кг/см ²	σ_0 , кг/см ²	τ_0 , кг/см ²	$\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$, кг/см ²	σ_0 , кг/см ²	τ_0 , кг/см ²	$\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$, кг/см ²	σ_0 , кг/см ²	τ_0 , кг/см ²	$\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$, кг/см ²		
Кварцит	Статические испытания	2840	1340	950	54500	21100	18300	47000	8000	19500	4300	1980	2020	4700	400	2150
	То же	3000	1400	1000	64000	24700	21300	54300	9700	22800	4660	3090	2190	6200	1540	2330
	15-18	3450	1620	1150	69500	26900	23300	60000	10400	24800	11000	6070	5170	13400	2400	5500
	26-28	5850-6170	2750-2900	1950-2060	82500	32000	27700	71100	12400	29350	7300	2930	3430	7700	400	3650
Мрамор	Статические испытания	2840	300	212	5200	2040	1680	4430	850	1790	2000	1450	985	2750	750	1000
	То же	3000	300	212	5200	2040	1680	4430	850	1790	2000	1450	985	2750	750	1000
	21-23	2300	1080	786	8000	3140	2590	6820	1300	2760	2300	1665	1080	3200	900	1150
	29-34	2700	1270	900	9500	3780	3080	8200	1550	3270	3400	8300	1600	5600	2200	1700
Каменная соль	Статические испытания	260	122	86,5	20000	7860	6490	15680	3000	6340	450	1600	210	1900	1450	225
	То же	1400	658	470	550	220	173	465	97	184	450	1600	210	1900	1450	225
	17-18	3400	1600	1430	720	283	226	608	128	240	350	1000	164	1230	880	175
	29-38	4000	1880	2000	1470	588	460	1240	260	490	1800	1120	846	2320	520	900

Анализ предельных кривых, построенных по результатам статических и динамических испытаний, позволил получить ряд интересных данных, характеризующих особенности поведения горных пород при разных скоростях деформирования. Так, скорость деформирования оказывает значительное влияние на вид предельных кривых пластичных пород (рис. 69), а для хрупких пород это влияние незначительно (рис. 70).

Для мрамора и каменной соли влияние скорости заключается не только в том, что предельные кривые для больших скоростей располагаются выше, чем для меньших, но и в увеличении крутизны

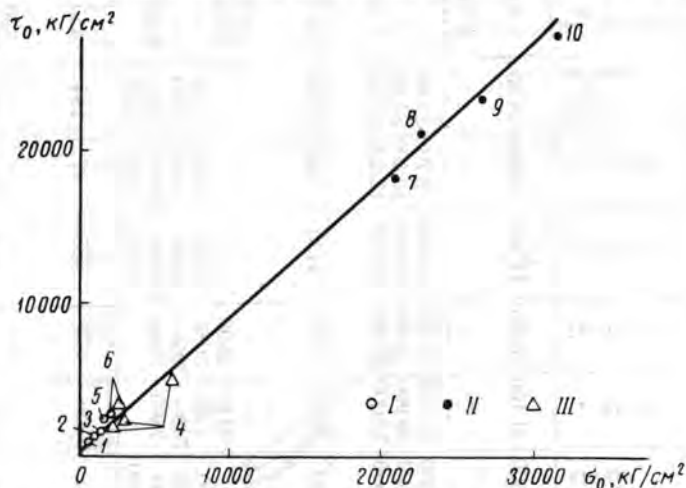


Рис. 70. Кривая предельных напряженных состояний $\tau_0 = f(\sigma_0)$ для кварцита.

1, 4, 7 — статическое испытание; 2 — $v = 15$ м/сек; 3 — $v = 28$ м/сек; 5 — $v = 38$ м/сек; 6 — $v = 41$ м/сек; 8 — $v = 19$ м/сек; 9 — $v = 26$ м/сек; 10 — $v = 38$ м/сек; I — одноосное сжатие; II — вдавливание; III — продольное сжатие при всестороннем давлении.

наклона предельных линий. Для обеих пород предельные кривые при скорости деформирования 30—40 м/сек приближаются к прямой с крутым наклоном, характерным для хрупких пород.

Таким образом, заметное влияние скорости на вид предельных кривых наблюдается в том случае, когда предельное напряженное состояние связано с возникновением пластической деформации.

Поскольку для хрупкого кварцита не отмечено влияние скорости на характер предельной кривой, было сделано предположение, что то же самое должно наблюдаться и у мрамора и каменной соли при высоких скоростях соударения. Результаты испытаний мрамора при скоростях больше 40 м/сек подтвердили правильность этого предположения. Опытные данные при скоростях 46 и 55 м/сек легли на предельную прямую, построенную по данным вдавливания и одноосного сжатия при скорости 40 м/сек.

Следовательно, можно считать, что при скоростях больше 40 м/сек для всех пород на участке изменения σ_0 от нуля до значений, определенных по формуле (50), имеет место одна общая предельная кривая.

Для изучения влияния температуры на кривые предельных напряженных состояний при разных скоростях деформирования были построены огибающие кругов Мора, рассчитанные по результатам испытаний при высоких температурах (см. табл. 20). Из рассмотрения этих данных следует, что предельные кривые при повышенных температурах должны располагаться ниже кривых при комнатной температуре в условиях как статического, так и динамического нагружения.

Проведенные исследования показали, что на механические свойства пород при разных напряженных состояниях скорость деформирования оказывает значительное влияние. При этом наряду с количественными изменениями прочности и пластичности пород при увеличении скорости возможны и качественные изменения механизма деформации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айнбиндер С. Д. О сопротивлении металлов ударным нагрузкам. В сб. «Вопросы динамики и динамической прочности». ОН АН Латвийской ССР, вып. III. Изд. АН Латв. ССР. Рига, 1955.
2. Байдюк Б. В., Шрейнер Л. А., Лагун Л. И. Исследование деформационных свойств горных пород Волго-Уральской нефтегазоносной области. В сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
3. Байдюк Б. В., Шрейнер Л. А. Влияние напряженного состояния и влажности на устойчивость глинистых пород в скважинах. Труды Института нефти АН СССР, т. XI. Изд. АН СССР, 1958.
4. Байдюк Б. В., Павлова Н. Н. О механизме деформации и разрушения горных пород при вдавливании штампа. В сб. «Механические свойства горных пород при вдавливании и их практическое использование». ВНИИОЭНТ, 1966.
5. Белоусов В. В., Гзовский М. В. Экспериментальная тектоника. Изд-во «Недра», 1964.
6. Будылин В. В., Воробьев А. А. Действия излучений на ионные структуры. Госатомиздат, 1962.
7. Воларович М. П. Исследование упругих свойств горных пород при высоких всесторонних давлениях. Труды Института физики Земли АН СССР, № 23 (190). Изд. АН СССР, 1962.
8. Гуревич Г. И. Об исходных предпосылках подхода к моделированию в тектонике. Труды Института физики Земли АН СССР. Некоторые вопросы механики деформируемых сред, № 2 (169). Изд. АН СССР, 1959.
9. Матвеев Б. В. Механические испытания горных пород методом соосных пуансонов. Углетехиздат, 1957.
10. Носкин А. В. и др. Испытания металлов на высокоскоростном копре. Заводская лаборатория, № 8, 1952.
11. Павлова Н. Н., Кузьменкова Г. Е. Исследования прочности и пластичности пород фундамента Русской платформы при высоких давлениях. В сб. «Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры». Изд-во «Наука», 1966.
12. Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А., Портнова А. Т. Экспериментальные исследования механических свойств горных пород при

- динамическом вдавливании. В сб. «Вопросы деформации и разрушения горных пород при бурении». ГОСИНТИ, 1961.
13. Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А. Разрушение горных пород при динамическом нагружении. Изд-во «Недра», 1964.
 14. Павлова Н. Н., Савостьянов В. П., Маркачева Г. П. Методики исследования механических свойств горных пород при динамическом нагружении в условиях востороннего сжатия. В сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд. АН СССР, 1963.
 15. Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А. Влияние скорости на процессы деформации и разрушения горных пород в условиях объемно-напряженного состояния. В сб. «Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры». Изд-во «Наука», 1966.
 16. Павлова Н. Н. О влиянии скорости на механические характеристики горных пород при вдавливании. В сб. «Механические свойства горных пород при вдавливании и их практическое использование». ВНИИОЭНГ, 1966.
 17. Руппенейт К. В. Механические свойства горных пород. Углетехиздат, 1956.
 18. Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200° С. Труды ИГЕМ, вып. 66. Изд. АН СССР, 1962.
 19. Шрейнер Л. А. и др. Механические и абразивные свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1958.
 20. Шрейнер Л. А. и др. Методическое пособие по практическому использованию результатов испытаний механических свойств горных пород, методом вдавливания в нефтяной и других отраслях горнодобывающей промышленности. Изд-во «Недра», 1966.
 21. Шрейнер Л. А., Полак Л. С. Использование γ -излучения для выявления пластически деформированных зон в минералах и горных породах. Труды II Всесоюзного совещания по радиационной химии. Изд. АН СССР, 1962.
 22. Griggs D. T., Turner F. J., Heard H. C. Deformation of rocks at 500 to 800° C. The Geol. Soc. Amer. Mem. «Rock deformation», vol. 79, 1960.
 23. Handin J., Higgs D. Effect of gamma-radiation on the experimental deformation of calcite and certain rocks. Bull. of the Geol. Soc. Amer., vol. 68, 1957.
 24. Handin J., Heard J. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressures: tests at high temperature. Bull. Amer. Assos. Petrol. Geol., vol. 42, No 12, 1958.
 25. Heard H. C. The effect of time on the experimental deformation of rocks. J. Geophys. Res., vol. 66, No 8, 1961.

МЕТОДЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ

Глава XII

ОЦЕНКА СРАВНИТЕЛЬНОЙ ДЕФОРМИРУЕМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Данные по деформационным свойствам горных пород указывают на большое различие между отдельными типами пород по их упругости, пластичности и прочности. Это приобретает первостепенное значение в связи со слоистым строением земной коры, отдельные слои которой представлены различными типами горных пород. Совместная деформация такой слоистой толщи сопровождается развитием микро- и макротрещиноватости в более «жестких» слоях, в то время как менее «жесткие» либо более пластичные подвергаются значительно меньшей трещиноватости или характеризуются хорошо развитыми зеркалами скольжения [1, 2].

Помимо большого влияния на условия образования геологических структур, особенности деформации слоистой толщи определяют формирование «покрышек» и коллекторов нефти, газа и других полезных ископаемых в указанных структурах. Поэтому работы по установлению сравнительной деформируемости различных типов пород имеют большое практическое значение.

Деформация слоистой оболочки земной коры может протекать с различной скоростью в зависимости от конкретных условий. Определение сравнительной деформируемости удобно проводить при некоторой одной скорости деформирования, постоянной для всех пород, например при обычной скорости статических испытаний, которые легко осуществляются в лабораторных условиях.

Общая методика установления сравнительной деформируемости горных пород отдельных участков земной коры включает в себя выбор метода массовых испытаний, обработку и обобщение сравнительных данных и способ их интерпретации для практического использования при решении различных задач нефтяной геологии.

В геологии принято характеризовать строение и свойства горных пород при помощи соответствующих карт, разрезов и профилей. Аналогичным образом следует характеризовать толщу и по ее деформационным свойствам. В этом случае карта представляет собой распределение определенного признака (прочности,

пластичности и пр.) по площади, профиль — распределение его вдоль определенного направления на площади, а разрез дает изменение признака с ростом глубины залегания. При построении карт, профилей и разрезов желательно, чтобы каждый признак характеризовался отдельным числом (а не функцией). Достоверность этих построений обеспечивается в основном массовым характером информации. Из этого вытекает ряд требований к методу испытаний горных пород и к обработке экспериментальных данных:

а) метод испытания должен быть простым в применении и обладать высокой производительностью;

б) метод должен допускать многократные испытания на одном образце, не приводящие ни к его общему разрушению, ни к изменению свойств;

в) результаты испытаний должны легко сводиться к общим числовым характеристикам деформационных свойств.

Из всех методов механических испытаний горных пород этим требованиям ближе всего отвечает метод испытаний при вдавливании плоского цилиндрического штампа, позволяющий проводить испытания пород при трехосном напряженном состоянии с производительностью, превышающей производительность испытаний при одноосном сжатии. В то же время характеристики вдавливания могут прямо использоваться в качестве числовых признаков для построения карт, разрезов и профилей деформационных свойств.

Общей характеристикой пластических свойств металлов является величина пластической деформации до разрушения при одноосном растяжении. Горные породы деформируются пластически главным образом лишь при достижении значительной величины нормального напряжения сжатия на площадках сдвига, что может быть осуществлено в условиях неравноосного всестороннего сжатия (первая схема нагружения, см. главу IV). Однако в условиях таких испытаний не удается точно установить величину пластической деформации до общего разрушения образца. Поэтому для горных пород должна быть выбрана другая сравнительная характеристика их пластичности.

Исходя из анализа многочисленных данных, можно заключить, что в самом общем случае пластичность характеризует способность материала сопротивляться повышению в нем уровня напряжений. При наличии такого сопротивления затрудняется либо становится невозможным разрушение, которое осуществляется только при локальном повышении напряжений в материале до уровня теоретической прочности. Таким образом, местом наибольшей возможной концентрации напряжений в данном материале является вершина зарождающейся трещины. Пластическая деформация у вершины, снижая эту концентрацию, тормозит развитие трещины в данном направлении, препятствуя превращению ее в бегущую трещину общего разрушения. У более пластичных материалов пластическая деформация вообще исключает возможность развития трещин при данном напряженном состоянии.

В соответствии с этим можно считать, что поскольку остаточная деформация до общего разрушения включает в себя обычно и частично внутреннее разрушение, то наиболее удачным для оценки пластичности было бы сравнение данного материала с материалом такой же прочности и упругости, при деформировании которого вплоть до разрушения ощущалось минимально возможное тормозящее влияние пластичности на процесс превращения первоначальных трещин в бегущую трещину общего разрушения.

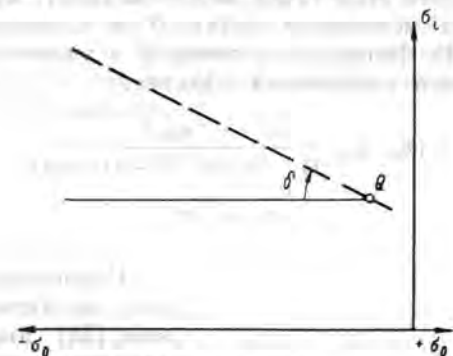


Рис. 71. Схема к приближенному построению характерного участка предельной кривой для горных пород на основании данных испытаний при вдавливании.

Этот принцип осуществлен при определении коэффициента пластичности по методу вдавливания плоского цилиндрического штампа. Коэффициент пластичности по этому методу рассчитывается как отношение общей работы деформации при вдавливании штампа к работе упругих деформаций вплоть до разрушения. Таким образом, коэффициент пластичности k при вдавливании в породу плоского цилиндрического штампа является единственным и достаточно обоснованным показателем пластичности горных пород. Изменение этого показателя вдоль различных направлений в массиве может описываться при помощи карт, разрезов и профилей пластических свойств, которые удобно именовать просто картами, разрезами и профилями пластичности.

В главе V указывалось, что прочностные свойства горных пород в общем случае описываются двумя сложными зависимостями обобщенных прочностных характеристик τ и σ от нормального напряжения в площадке нарушения упругой устойчивости. Поэтому свести характеристику прочностных свойств к одному параметру в общем случае чрезвычайно трудно. Эту задачу можно приближенно решить лишь для случая нарушения упругой устойчивости горных пород в результате сдвига. Однако поскольку пластическое деформирование горных пород связано именно с этим видом нарушения упругой устойчивости, то выбор такого решения является достаточно

обоснованным. Количественным признаком для построения карт, разрезов и профилей прочностных свойств в этом случае служит предел текучести p_0 при вдавливании штампа (для пластично-хрупких пород) либо твердость p_m (для хрупких пород). Необходимое обобщение этого показателя достигается при помощи коэффициента пластичности k следующим образом.

Величины p_0 либо p_m соответствуют некоторой точке на кривой нарушения упругой устойчивости при сдвиге. Участок предельной кривой в окрестности этой точки можно заменить отрезком прямой, проходящей через некоторую точку Q и составляющей угол δ с осью σ_0 (рис. 71). Координаты точки Q с учетом выражений (28) и (45) определяются следующим образом:

$$\sigma_i = (p_0, p_m) \frac{\sin \delta}{(1 + \sin \delta) e^{\tau \operatorname{tg} \delta} - (1 - \sin \delta)}, \quad (51)$$

$$\sigma_0 = \frac{1}{3} \sigma_i.$$

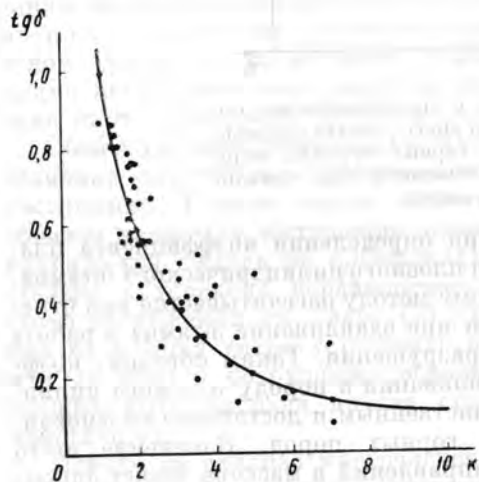


Рис. 72. Зависимость между коэффициентом пластичности k при вдавливании и тангенсом угла наклона $\operatorname{tg} \delta$ предельной кривой к оси σ_0 .

Единственной неизвестной величиной в выражении (51) является угол δ , характеризующий степень пологости предельной кривой. В главе V отмечалось определенная связь пологости предельной кривой с пластичностью горной породы. В связи с этим результаты обработки данных испытаний горных пород различной пластичности были представлены в системе координат, по осям которой отложены величины $\operatorname{tg} \delta$ и k (рис. 72). Как видно из рис. 72, между величинами $\operatorname{tg} \delta$ и k существует обратная зависимость, которая приближается к гиперболы типа

$$k \operatorname{tg} \delta = 1 \pm 0,35. \quad (52)$$

Таким образом, воспользовавшись значением k из карты пластичности и значением p_0 либо p_m из карты прочностных свойств для той же точки геологической структуры, можно при помощи зависимостей (51) и (52) приближенно определять характерный участок предельной кривой для данной горной породы при сдвиге. Это дает возможность производить оценку прочностных свойств горных пород

при помощи предела текучести p_0 либо твердости p_m при вдавливании плоского цилиндрического штампа. Карту, построенную по результатам распределения p_0 либо p_m по простиранию и падению рассматриваемого стратиграфического горизонта, можно называть картой прочностных свойств или картой прочности.

Картами деформационных свойств горных пород можно пользоваться для обоснованного прогноза повышенной трещиноватости в выделяемых на картах пластичности аномальных зонах пониженной пластичности, для выявления проницаемых (трещиноватых) зон в промежуточных разобщающих горизонтах, в «покрышках». Картами пластичности и прочности по поверхности кристаллического фундамента Русской платформы можно пользоваться для выявления глубинных разломов.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ
ЭЛЛИпсоИДА ДЕФОРМАЦИЙ
НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ
МИКРОСТРУКТУРЫ
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНО
ДЕФОРМИРОВАННЫХ
ГОРНЫХ ПОРОД

Условия формирования нефтяных и газовых месторождений тесно связаны с морфологическими особенностями геологических структур. Морфология структур входит в число основных факторов, определяющих характер разработки месторождений.

Морфологические особенности структур, устанавливаемые в первом приближении геофизическими методами разведки, уточняются обычно данными непосредственного отбора кернового материала при бурении структурно-поисковых, разведочных и эксплуатационных скважин. Керновый материал при этом используется главным образом для разделения изучаемой толщи на отдельные стратиграфические горизонты, простирающие и пространственные формы которых устанавливаются путем сопоставления глубин этих горизонтов в различных скважинах. В данном случае степень достоверности практически устанавливаемой морфологии структуры зависит от количества пробуренных скважин.

Одним из путей уменьшения необходимого количества скважин является более полное изучение кернового материала, извлекаемого при их проходке для установления непосредственных связей особенностей морфологии геологической структуры с особенностями микроструктуры слагающих ее пород. Промежуточным звеном в этой связи является величина тектонических деформаций горных пород, которая, с одной стороны, обуславливает данную форму геологической структуры, а с другой — микроструктуру пород. Таким образом, одной из первых задач является разработка методики количественного определения направлений и величин деформаций на основании данных изучения микроструктуры горных пород с целью использования этих данных для оценки деформированного состояния геологических структур.

Особенность разрабатываемой здесь методики описания деформированного состояния геологических структур заключается в использовании признаков микропроцессов деформации горных пород. Эти признаки лежат в основе макродеформационного состояния.

Исследования особенностей остаточной деформации и разрушения пород в условиях различных давлений и температур позволили выявить два основных вида изменений, охватывающих весь комплекс признаков деформационного процесса (см. § 1 главы V).

Первый вид относится к изменениям формы зерен и их ориентировки в породе. Все эти изменения оказывают влияние на форму тела и связаны с касательными составляющими тензора напряжений. Возникновение этих изменений определяется так называемым условием текучести.

Второй вид изменений связан с расходом энергии не на изменение формы тела как единого целого, а на его расчленение с образованием новой поверхности. Возникновение этих изменений определяется так называемым условием разрушения. Перпендикуляры к новообразованной поверхности совпадают с направлением максимальной деформации растяжения в данной точке массива.

При неравноосном объемном напряженном состоянии растягивающие деформации могут возникать даже при отсутствии растягивающих напряжений. Это видно из выражения для алгебраически наибольшей величины главной нормальной деформации ε_1 :

$$\varepsilon_1 = \frac{1}{E} [\sigma_1 - \nu (\sigma_2 + \sigma_3)].$$

Здесь E — модуль упругости; ν — коэффициент Пуассона; σ_1 , σ_2 и σ_3 — соответственно алгебраически наибольшее, среднее и наименьшее главные нормальные напряжения (положительная ось — ось растяжения, отрицательная — ось сжатия).

При отрицательных значениях всех напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 деформация ε_1 может иметь положительную величину, если

$$\nu |\sigma_2 + \sigma_3| > |\sigma_1|.$$

Поскольку для горных пород $\nu = 0,1 \div 0,5$, а в среднем можно принять $\nu = 0,25$, то растягивающая деформация будет происходить во всех случаях, когда абсолютное значение одного из нормальных напряжений более чем в 4 раза меньше абсолютного значения суммы двух других.

Растяжение связано с развитием микротрещиноватости и трещиноватости в породе. В пределах зерен это явление связано с развитием катаклаза, который таким образом увязывается с общим напряжением и деформированным состоянием массива.

При напряженном состоянии, характеризующемся соотношением

$$\nu |\sigma_2 + \sigma_3| \leq |\sigma_1|,$$

растягивающая деформация как таковая отсутствует: все деформации в данной точке массива имеют отрицательную величину. Однако и в этом случае ε_1 продолжает оставаться алгебраически максимальной величиной и, следовательно, ε_1 можно рассматривать в качестве деформации минимального сжатия или, что то же, деформации максимального растяжения в данной точке.

При условии $\nu |\sigma_2 + \sigma_3| \leq |\sigma_1|$ в массиве уже отсутствуют условия для развития трещиноватости и единственным индикатором оси

алгебраически наибольшей деформации остаются данные о преимущественном повороте максимальных осей сечений зерен. Эта ось в дальнейшем именуется осью x .

Общее напряженное состояние оказывает влияние на распределение очагов микроизменений. При их концентрации вдоль определенных поверхностей последние превращаются в поверхности макросдвига либо макроотрыва.

Определение связи рассмотренных выше микроизмерений в породе с величинами деформаций и напряжений в массиве лежит в основе работ по созданию специальной методики прогнозирования формы геологической структуры и степени трещиноватости пород в различных ее точках.

Таким образом, объектом исследований согласно разрабатываемой методике являются шлифы горных пород. В результате статической их обработки под поляризационным микроскопом изучается преимущественная ориентировка в породе нормалей к поверхностям микротрещин и ориентировка максимальных осей сечений зерен.

Выявление оси x , совпадающей с направлением преимущественной ориентировки, равноценно установлению оси максимальной растягивающей деформации. Данные соответствующих измерений, проводимых вдоль этой оси, используются затем для установления величины деформации ϵ_1 . Следовательно, для данной точки структуры, из которой отобран образец, устанавливаются два показателя деформированного состояния.

1. Направление оси максимальной растягивающей деформации ϵ_1 . Это направление определяется в системе пространственных координат. Осями этой системы являются: вертикальная z , совпадающая с направлением действия силы тяжести, горизонтальная N , совпадающая с направлением магнитного меридиана С — Ю. Ось Q перпендикулярна к двум первым осям. В этой системе координат ориентируется отбираемый в структуре образец и вырезаемый из него шлиф для статического изучения. Знание ориентировки шлифа предопределяет возможность точной ориентировки в этой системе координат всех изучаемых элементов микроструктуры.

2. Величина максимальной растягивающей деформации ϵ_1 . Как указывалось выше, целью разрабатываемой методики является количественное определение деформированного состояния породы при помощи характеристик, отражающих степень изменения микроструктуры. Степень изменения микроструктуры в каждом отдельном случае может быть установлена только при наличии данных об исходном состоянии породы, предшествовавшем деформационному процессу.

Применение методики для количественного определения тектонической деформации при фактическом отсутствии данных о характере тектонического нагружения связано с большими трудностями. Положение усугубляется тем, что далеко не всегда при изучении микроструктуры породы можно отделить специфические признаки деформации от признаков, являющихся результатом влияния раз-

личных факторов генетического и постгенетического характера. Значительное влияние на структуру пород оказывает фактор времени, который пока не поддается изучению в лабораторных условиях. Поэтому в методике должны быть предусмотрены пути преодоления перечисленных трудностей.

Одним из таких путей является использование метода последовательного сокращения числа возможных переменных. Для этого при отборе образцов из разных точек данной геологической структуры должно быть предусмотрено выделение так называемых опорных образцов. Отбираемые в местах наиболее спокойного залегания пород в геологической структуре эти образцы позволяют исключить из рассмотрения в оставшейся совокупности образцов результаты влияния времени и ряда факторов генетического характера. Микроструктура указанных образцов может считаться исходной микроструктурой при изучении результатов тектонического процесса.

§ 1. Методика и результаты определения изменений микроструктуры деформированных осадочных пород

Определение ориентировки оси максимальной растягивающей деформации (ось x) по данным изучения микротрещиноватости и катаклаза

В этом случае объектами измерений являются перпендикуляры к микротрещинам в зернах и к новообразованным поверхностям раздела зерен при развивающемся катаклазе. Изучение производится на столике Федорова. Методика исследований ориентировки нормалей к микротрещинам в данном случае не отличается от соответствующего изучения на столике Федорова ориентировки нормалей к швам двойников. Методика же изучения ориентировки швов двойников общеизвестна.

Результаты измерений выходов нормалей к микротрещинам наносятся на равноплощадную сетку Шмидта, которая предварительно тоже ориентируется в системе координат zNQ .

Сравнение полученного распределения выходов нормалей с соответствующим распределением, полученным для «опорного» образца, позволяет получать «разностную» диаграмму, представляющую собой распределение для данного образца минус распределение для «опорного».

Максимум распределения выходов нормалей к микротрещинам на разностной диаграмме принимается за выход оси максимальной растягивающей деформации ϵ_1 (ось x). Факт совпадения этих направлений можно наглядно продемонстрировать на примере экспериментального изучения мрамора в условиях кратковременного статического нагружения. Мрамор, имеющий четкую исходную ориентировку (т. е. ориентировку в «опорном образце»), накладывающую определенный отпечаток на дальнейшее поведение породы

при деформации, является наименее удачным примером. Однако и в этом случае данное совпадение наблюдается достаточно явно. На рис. 73 дано меридиональное сечение фигуры распределения на сетке Шмидта выходов нормалей к микротрещинкам и поверхностям раздела зерен при катаклазе экспериментально деформированного мрамора. В этом же сечении нанесены выходы осей главных нормальных напряжений, условно обозначенные символами $\alpha^{(\sigma_1)}$ и $\alpha^{(\sigma_2)}$. При

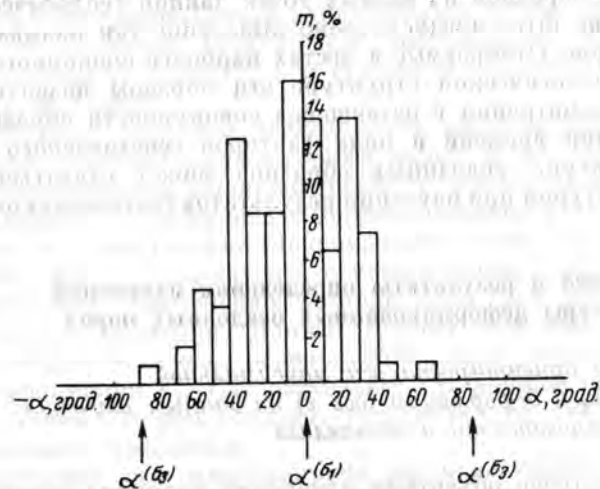


Рис. 73. Гистограмма распределения в зернах мрамора выходов нормалей к микротрещинкам (частота m) при остаточной деформации $-\varepsilon_3 = 20\%$, $\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = 21\%$, α — угол между нормалью к микротрещинке и направлением действия напряжения ε_1 .

этом символом $\alpha^{(\sigma_2)}$ обозначен выход оси максимального сжимающего напряжения (алгебраически минимальное напряжение), а символом $\alpha^{(\sigma_1)}$ — выход оси минимального сжимающего напряжения (алгебраически максимальное напряжение). Направление максимальной растягивающей деформации, как это известно из механики твердого тела, совпадает с направлением $\alpha^{(\sigma_1)}$. Из рис. 73 видно, что к этому направлению стремятся также нормали к микротрещинкам. Максимум их распределения совпадает с $\alpha^{(\sigma_1)}$.

Определение ориентировки оси максимальной растягивающей деформации (ось x) по данным изучения углов поворота максимальных осей сечений зерен

Экспериментальные исследования показали, что в условиях больших давлений и температур вероятность трещинообразования уменьшается. В этом случае рассмотренная выше методика постепенно становится неприменимой. Кроме того, при низких и средних значениях давлений и температур одновременно с развитием

микротрещиноватости наблюдаются изменения формы зерен и их повороты. Все это вместе взятое составляет остаточную деформацию горных пород в этих условиях. Поэтому естественно привлечь к изучению также и признаки, вытекающие из результатов изучения изменений формы и ориентировки зернистой массы породы.

Исходя из особенностей методики, целесообразно разделить осадочные породы на две большие группы: 1) зернистые породы — от крупнозернистых до пелитоморфных; 2) глинистые породы.

Зернистые породы

Объектом микроструктурного изучения зернистых пород являются абстрагированные формы сечений зерен, причем исследуются в основном максимальные сечения зерен, преимущественно известной равномерности, которые с наибольшей вероятностью являются их поперечными сечениями. Абстрагированные формы здесь применяются в отличие от конкретных, сложный периметр которых часто зависит от многих факторов, не связанных с деформационным процессом. Абстрагированная форма сечения определяется двумя измерениями сечения во взаимно перпендикулярных направлениях. Условно эти измерения можно считать осями сечений.

На столике микроскопа с препаратодержателем по 100 сечениям зерен определяются углы между направлениями больших осей сечений и некоторым фиксированным направлением в плоскости шлифа, а также величины осей сечений и дается качественная оценка конкретных форм зерен и рисунка поверхности. Если размеры сечений зерен позволяют, то дополнительно устанавливается преимущественная ориентировка оптических осей либо двойниковых швов.

При изучении микроструктурных и пелитоморфных структур границы отдельных зерен даже при больших увеличениях микроскопа видны очень плохо, причем при скрещенных николях наблюдается агрегатная поляризация. В этом случае применяют монокулярную насадку типа МНН, дающую дополнительное увеличение в 1,8 раза, и мощный осветитель в 200 *вт* с матовым светофильтром. Для исследований используют поляризационный микроскоп МП-3 с иммерсионным объективом $\times 100$ из микроскопа Лейтца и окуляром $\times 12$ с перенесенной в него измерительной шкалой, а также линзу Лазо (при скрещенных николях) и диафрагму поляризатора. Благодаря этому границы отдельных зерен выделяются достаточно четко, что позволяет измерять оси их сечений размером в несколько микрон.

По результатам измерений строят гистограммы ориентировки, по горизонтальной оси которых откладывают величины углов α , образуемых максимальными осями сечений зерен с фиксированным направлением в шлифе, а по вертикали — частоту m зерен с данной ориентировкой.

На основании полученных данных устанавливают оси ABC микроструктуры. При этом за ось A принимают направление преимущественной ориентировки осей сечений зерен, являющихся

максимальными по величине для изученных шлифов. Ось B соответствует направлению, перпендикулярному к A . С этим направлением совпадает преимущественная ориентировка средних по величине осей. Направление C определяется преимущественной ориентировкой осей сечений зерен, наименьших среди определенных по шлифам. Эта ось должна быть перпендикулярной к плоскости AB , что является дополнительным критерием при установлении этой плоскости.

Осям A , B и C ставится в соответствие система координат x , y , z , в которой определяются величины деформаций и напряжений. При этом оси A соответствует ось x , оси B — y и оси C — z .

Необходимое количество шлифов для установления преимущественной ориентировки зерен в пространстве не превышает трех. Первый шлиф в общем случае выбирается произвольно, второй — вырезается перпендикулярно к первому в направлении найденной в нем преимущественной ориентировки. Если во втором шлифе тоже обнаруживается преимущественная ориентировка зерен в некотором направлении, не совпадающем с направлением, установленным на первом шлифе, то вдоль найденного направления перпендикулярно к плоскости второго шлифа вырезается третий шлиф, в котором в свою очередь изучается преимущественная ориентировка. Если же во втором шлифе преимущественная ориентировка отсутствует или совпадает с направлением, обнаруженным в первом шлифе, то надобность в изготовлении третьего шлифа отпадает.

Исследования исходных структур ряда пород показали, что их преимущественная ориентировка может быть обусловлена в основном двумя причинами: а) условиями образования (седиментации, диагенеза и т. д.); б) тектонической деформацией.

В ряде случаев результаты влияния этих факторов можно четко разграничить. Так, например, преимущественная ориентировка пелитоморфного литографского известняка имеет диагенетическое, а у мрамора тектоническое происхождение.

Ниже приведены некоторые результаты изучения микроструктуры образцов пород, деформированных экспериментально в условиях, рассмотренных в главе V второй части. При изучении микроструктуры шлифов здесь, как и в других случаях изучения шлифов экспериментально деформированных пород, за фиксированную ось x' принимается ось x — направления действия минимального главного сжимающего напряжения. Оси исходной микроструктуры применяются с индексом нуль и, следовательно, они обозначаются символами A_0 , B_0 , C_0 .

На рис. 74 показана гистограмма микрозернистого известняка, не имеющего исходной ориентировки. Как видно из рис. 74, в результате деформации формируется достаточно определенный преимущественный поворот зерен в сторону минимального сжимающего напряжения. Чем больше деформация, тем больше интенсивность преимущественного поворота зерен.

При деформировании литографского известняка в условиях, когда максимальное сжимающее напряжение перпендикулярно к пло-

скости исходной преимущественной ориентировки A_0B_0 (рис. 75), после деформации увеличивается только интенсивность исходной ориентировки. При деформировании этого известняка в условиях, когда максимальное сжимающее напряжение совпадает с плоскостью

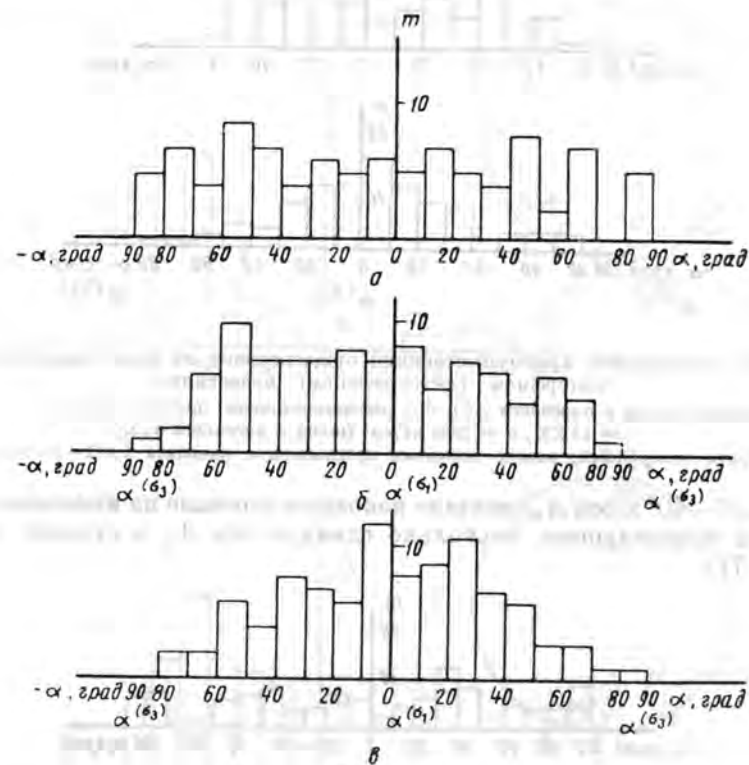


Рис. 74. Гистограмма преимущественной ориентировки по форме зерен в микрозернистом известняке 81.

a — исходном (шлиф в плоскости AC); b — деформированном при $\epsilon_z = 5,8\%$, $\epsilon_x = \epsilon_y = 3,8\%$, $p = 1000 \text{ кг/см}^2$ (шлиф в плоскости $x_A z_C$); $в$ — деформированном при $\epsilon_x = \epsilon_y = 22,8\%$ и $\epsilon_z = 23,2\%$, $p = 1000 \text{ кг/см}^2$ (шлиф в плоскости $x_A z_C$).

Известняк однородный. Размер лапчатых зерен кальцита $0,01-0,04 \text{ мм}$, количество более мелких 25% . Татария, площадь Крым-Сарай, скв. 112, глубина 1820 м , нижнефранский подъярус.

исходной ориентировки A_0B_0 , после деформации обнаруживается новая преимущественная ориентировка в направлении минимального сжимающего напряжения (рис. 76).

Исходная структура мрамора имела четкую ориентировку по форме зерен (более четкую, чем преимущественная оптическая

ориентировка) (рис. 77). Ось A при этом направлена под углом $50-55^\circ$ к оси x образца. Деформирование образца в этих условиях (вектор минимального сжимающего напряжения направлен под

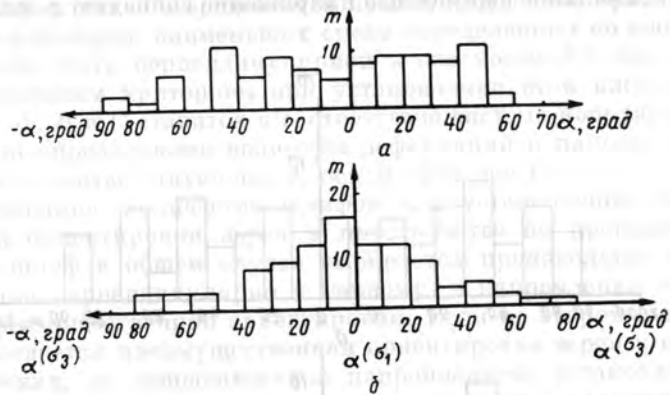


Рис. 75. Гистограмма преимущественной ориентировки по форме зерен в пелитоморфном (литографском) известняке.

a — исходном (шлиф в плоскости AC); b — деформированном при $\epsilon_z = 17,5\%$, $\epsilon_x = \epsilon_y = 13,2\%$, $p = 2000 \text{ кг/см}^2$ (шлиф в плоскости $x_A z_C$).

Известняк однородный, размер лапчатых кристалликов кальцита $0,001-0,005 \text{ мм}$.

углом $35-40^\circ$ к оси A_0) оказало некоторое влияние на изменение первичной ориентировки, несколько сдвинув ось A_0 в сторону оси x (рис. 77).

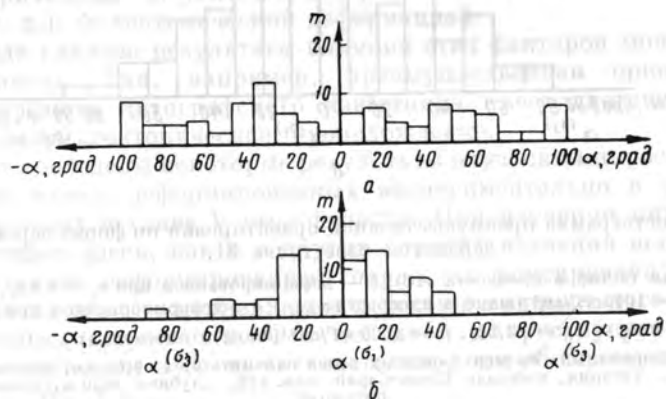


Рис. 76. Гистограмма преимущественной ориентировки по форме зерен в пелитоморфном (литографском) известняке. a — исходном (шлиф в плоскости BC); b — деформированном при $\epsilon_z = 18,5\%$, $\epsilon_x = \epsilon_y = 14\%$, $p = 2000 \text{ кг/см}^2$ (шлиф в плоскости $x_B z_C$).

При деформировании же образца мрамора, высверленного в направлении преимущественной ориентировки (ось x образца совпадает с осью A_0 микроструктуры — см. гистограмму на рис. 78),

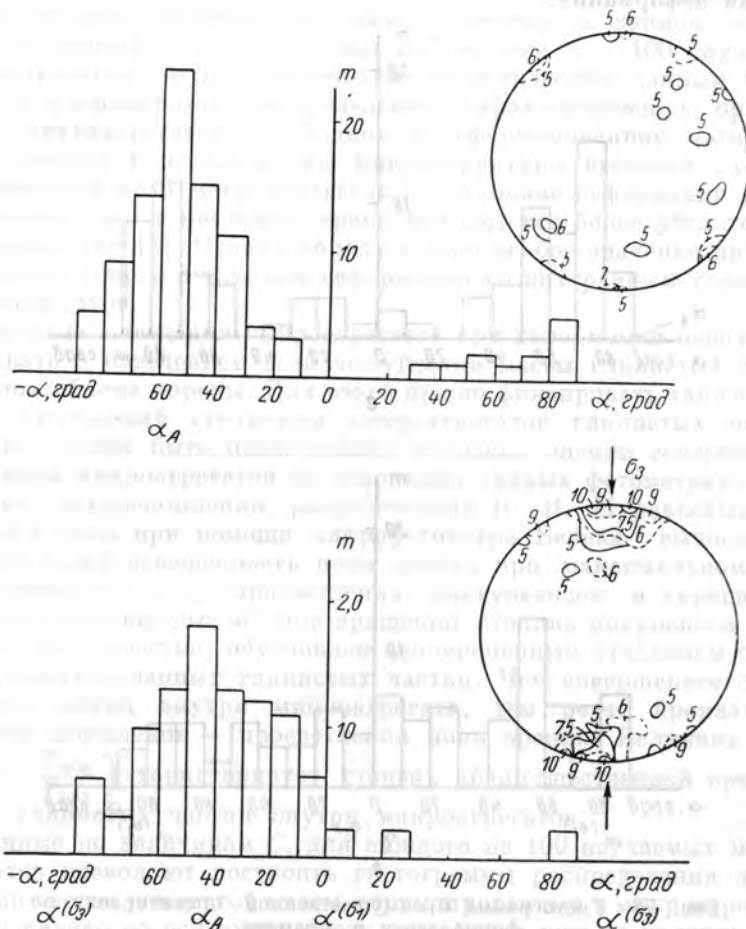


Рис. 77. Гистограмма преимущественной ориентировки по форме зерен в мраморе.

a — исходном (шлиф в произвольной плоскости, проходящей через ось A); b — деформированном при $\epsilon_z = 23,2\%$, $\epsilon_x = \epsilon_y = 29\%$, $p = 2000 \text{ кг/см}^2$.

Шлиф в той же плоскости. Отсчет углов ориентировки производят от той же неподвижной оси. Мрамор однородный с гранобластовой структурой, размер зерен кальцита $0,1-0,3 \text{ мм}$. Урал-Прохорово-Баландинское месторождение, карьер.

в условиях, когда направление преимущественной ориентировки совпадает с максимальным сжимающим напряжением, деформационный процесс уничтожает исходную ориентировку (см. рис. 78). Для последующего создания новой ориентировки требуется значительно большая деформация.

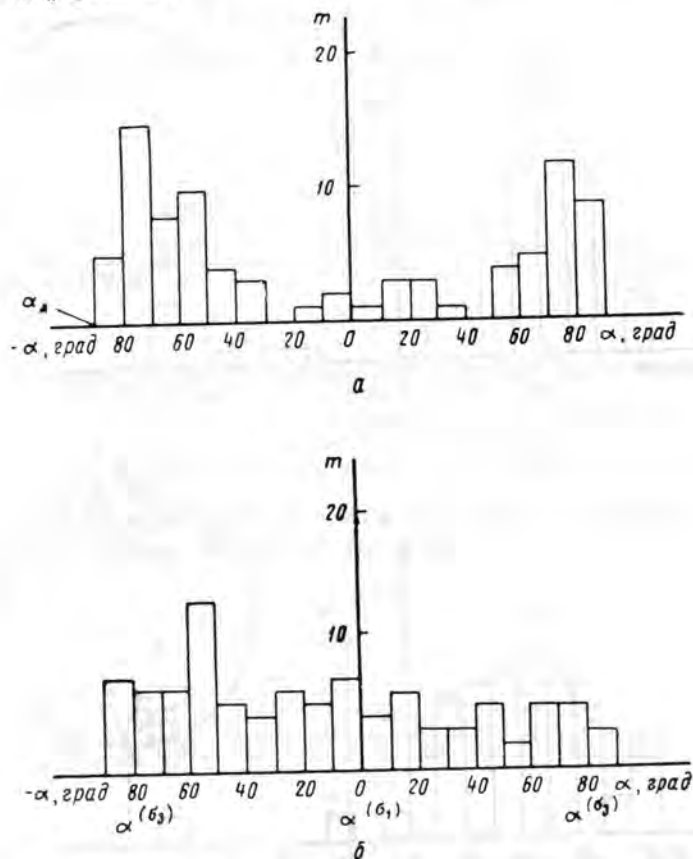


Рис. 78. Гистограмма преимущественной ориентировки по форме зерен в мраморе.
 а — исходном (шлиф в плоскости АВ); б — деформированном при $\epsilon_x = 20,7\%$, $\epsilon_y = 22,8\%$ (шлиф в плоскости $x_B z_A$).

Глинистые породы

Поляризационный оптический микроскоп не позволяет наблюдать ориентировку по форме отдельных глинистых частиц. Однако в этом случае можно обнаружить преимущественную ориентировку характерных групп частиц — микроагрегатов. Для этого под микроскопом в скрещенных николях изучается картина двупреломления в наблюдаемом поле шлифа.

Увеличение микроскопа подбирается так, чтобы поле зрения не выходило из границ отдельных микроагрегатов. Фиксируя при вращении столика микроскопа для каждого микроагрегата при его максимальном просветлении ориентировку оси N_y по отношению к неподвижной точке, можно получить статистические данные о преимущественной ориентировке микроагрегатов в данном сечении образца породы. Если взять для наблюдения $n = 100$ случайных микроагрегатов, то по полученным статистическим данным можно построить гистограмму распределения, характеризующую ориентировку микроагрегатов в исходном и деформированном материале. Такой подход к исследованию микроструктуры вытекает из учета значительной роли микроагрегатов в механизме деформации глинистых пород, что в последнее время находит все более убедительное подтверждение [3]. Однако наряду с этим особое значение приобретает также вопрос о влиянии деформации на внутреннюю структуру микроагрегатов.

Изучение поведения микроагрегатов при деформации необходимо увязывать с поведением всей чешуйчатой массы глинистых частиц в данном объеме породы. Для этого нужно фиксировать также изменение внутренней структуры микроагрегатов глинистых частиц, для чего может быть использована методика оценки совершенства структуры микроагрегатов на основании данных фотометрирования картины двупреломления, разработанная В. И. Муравьевым [3]. В этом случае при помощи микрофотометра Берека¹ вычислялась относительная освещенность поля зрения при максимальном T_{max} и минимальном T_{min} просветлении, наступающем в скрещенных николях через каждые 45° при вращении столика микроскопа. Этот эффект, как известно, обусловлен одновременным угасанием одинаково ориентированных глинистых частиц. Чем совершеннее ориентировка частиц внутри микроагрегата, тем резче проявляются эффекты затемнения — просветления поля зрения. Величина $C_i = (1 - \frac{T_{min}}{T_{max}})$ характеризует степень преимущественной ориентировки глинистых частиц внутри микроагрегатов.

Данные по величинам C_i для каждого из 100 изучаемых микроагрегатов позволяют построить гистограммы распределения ориентировки частиц глинистой массы, сгруппированных в микроагрегаты. В этом случае по оси ординат откладываются уже не величины m_i , как при оценке ориентировки микроагрегатов, а суммы $\sum m_i C_i$, соответствующие фиксируемому углом ориентировки.

В связи со специфической чешуйчатой формой глинистых частиц естественные глинистые породы всегда имеют некоторую аксиальную ориентировку [3], связанную с седиментацией. Кроме того, аксиальная или другая ориентировки могут быть созданы также в условиях тектонического деформирования. Учитывая экспериментальную

¹ Работа проводилась на приборе, разработанном структурной лабораторией минералогии осадочных пород ГИН АН СССР.

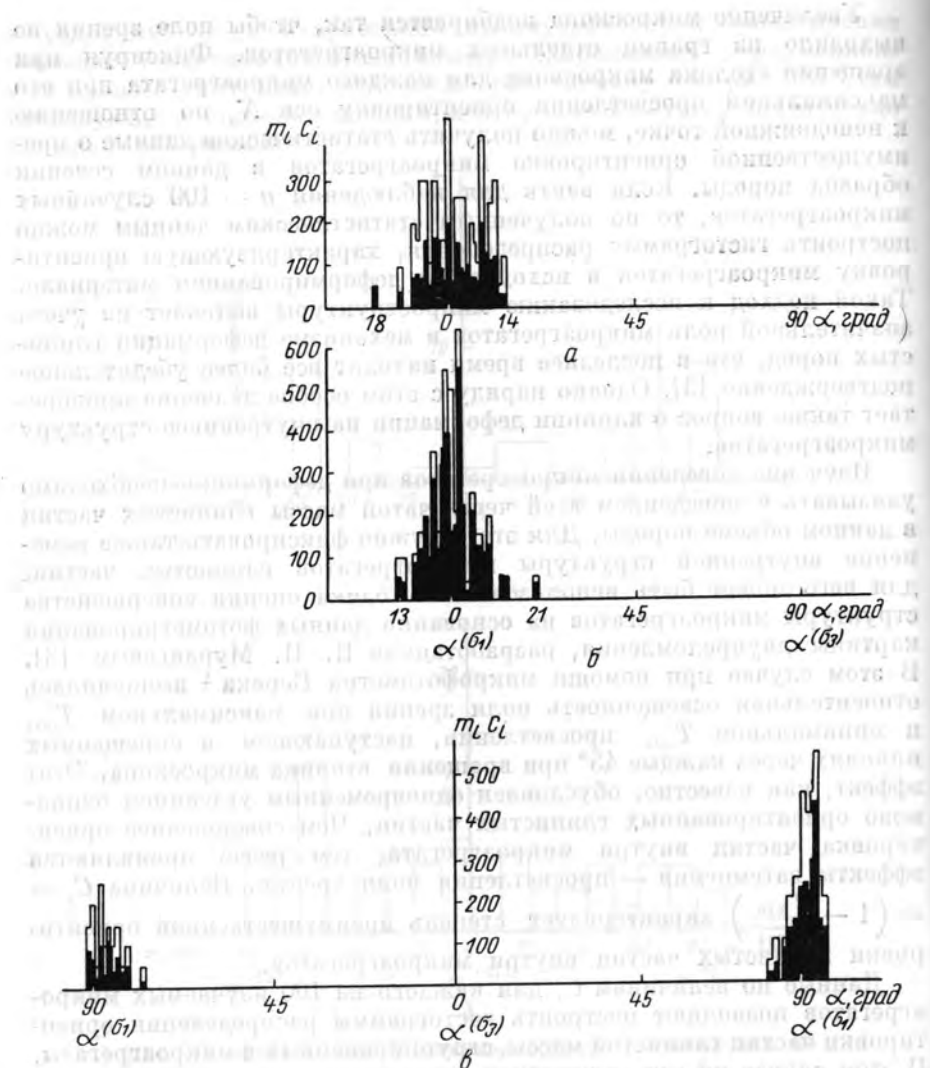


Рис. 79. Гистограмма преимущественной ориентировки глинистых частиц в гле (обр. 825).

а — исходной (шлиф в плоскости A_0C_0); б — деформированной при $\varepsilon_z = 11\%$, $\varepsilon_x = \varepsilon_y = 8\%$, $p = 1000 \text{ кг/см}^2$ (шлиф в плоскости $x_A z_C$); в — деформированной при $\varepsilon_z = 19\%$, $\varepsilon_x = \varepsilon_y = 17\%$, $p = 2000 \text{ кг/см}^2$ (шлиф в плоскости $x_C z_A$).
Глина гидрослюдистая с примесью монтмориллонита и хлорита. Микрочернистый кальцит составляет 18,5%. Структура неясно-слоистая. Закарпатье, площадь Залуж, скв. 202, глубина 200 м, сармат.

трудность установления для глин оси A , можно в первом приближении ограничиться определением плоскости AB . Поэтому результатом изучения исходной микроструктуры этих пород является установление оси аксиальной ориентировки, которую можно назвать осью C микроструктуры. Плоскость AB перпендикулярна к оси C .

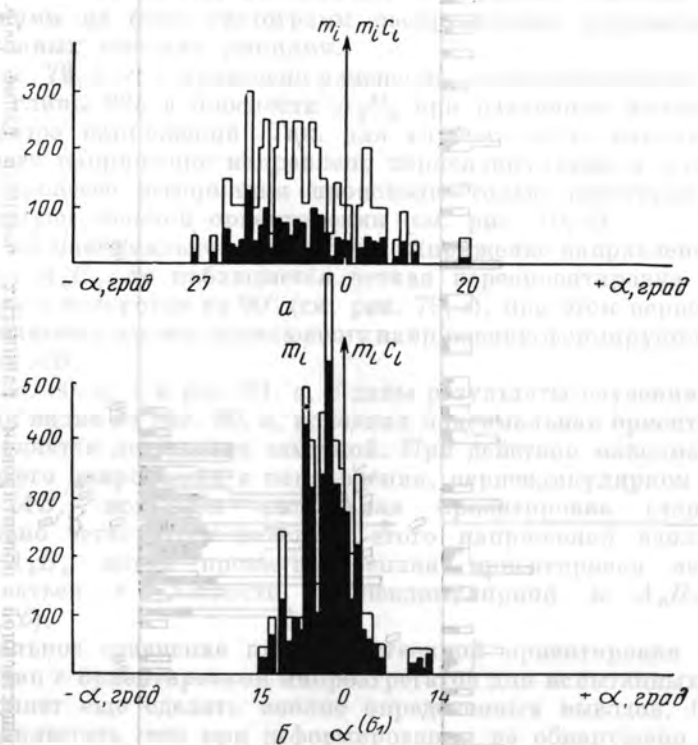


Рис. 80. Гистограмма преимущественной ориентировки глинистых частиц в гле (обр. 1023).

а — исходной (шлиф в плоскости A_0C_0); б — деформированной при $\varepsilon_z = 25\%$, $\varepsilon_x = \varepsilon_y = 22\%$, $p = 1000 \text{ кг/см}^2$ (шлиф в плоскости $x_A z_C$).

Глина гидрослюдистая с примесью смешаннослойных минералов и хлорита. Микрочернистый кальцит составляет 19,2%. Структура тонкослоистая. Карпаты, г. Стрый, опорная скважина, глубина 2600 м, стибник.

В результате изучения исходной ориентировки различных глинистых пород для исследования были выбраны две глинистые породы:

- 1) глина 825, имеющая исходную аксиальную ориентировку генетического происхождения (рис. 79, а),
- 2) глина 1023, претерпевшая значительную тектоническую деформацию, которая также обусловила аксиальную ориентировку (рис. 80, а и рис. 81, а).

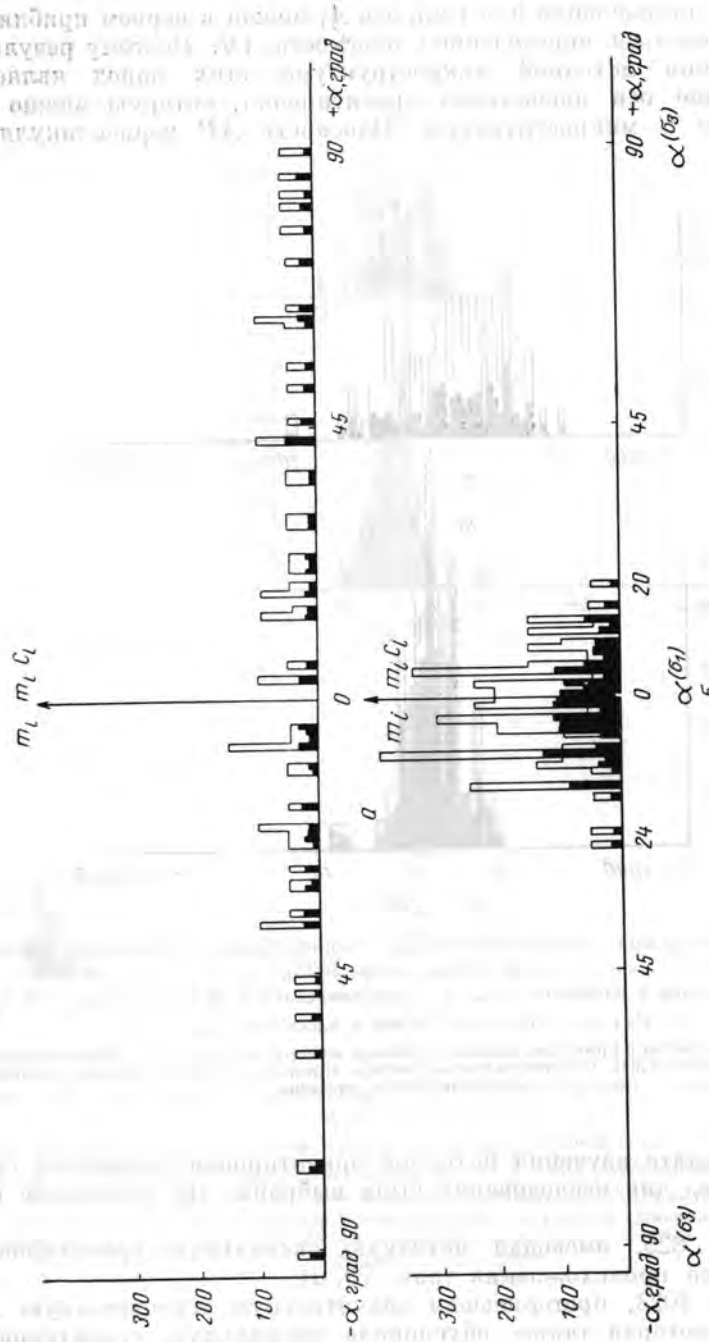


Рис. 81. Гистограмма преимущественной ориентировки глинистых частиц в глине (обр. 1023).
 а — исходной (шпиф в плоскости A_0B_0); б — деформированной при $\epsilon_z = 26\%$, $\epsilon_x = \epsilon_y = 12\%$, $p = 2000$ кг/см² (шпиф в плоскости xBz).

Образцы для испытаний высверливали, как и для других пород, соответственно перпендикулярно и параллельно плоскости преимущественной ориентировки. На рис. 79, 80 и 81 показаны некоторые гистограммы ориентировки для этих пород, причем для удобства сравнения между собой гистограммы преимущественной ориентировки глинистых частиц изображены сплошными темными прямоугольниками на фоне гистограмм распределения микроагрегатов, изображенных тонкими линиями.

На рис. 79, а, б, в приведено изменение преимущественной ориентировки глины 825 в плоскости A_0C_0 при различном направлении осей тензора напряжений. Так, для случая, когда максимальное сжимающее напряжение направлено перпендикулярно к плоскости A_0C_0 , в процессе деформации происходит только некоторое усиление преимущественной ориентировки (см. рис. 79, б).

Если же максимальное сжимающее напряжение направлено вдоль плоскости A_0C_0 , то наблюдается четкая переориентировка микроструктуры с поворотом на 90° (см. рис. 79, в), при этом перпендикулярно к максимальному сжимающему напряжению формируется новая плоскость AB .

На рис. 80, а, б и рис. 81, а, б даны результаты изучения глины 1023. Как видно из рис. 80, а, исходная максимальная ориентировка глины является достаточно заметной. При действии максимального сжимающего напряжения в направлении, перпендикулярном к плоскости AB , исходная аксиальная ориентировка становится значительно четче. При действии этого напряжения вдоль плоскости A_0B_0 новая преимущественная ориентировка начинает формироваться в плоскости, перпендикулярной к A_0B_0 (см. рис. 81, б).

Визуальное сравнение преимущественной ориентировки глинистых частиц с ориентировкой микроагрегатов для испытанных пород не позволяет еще сделать вполне определенных выводов. Однако можно заключить, что при деформировании не обнаружено значительных изменений внутренней структуры микроагрегатов. Более обоснованные выводы можно будет сделать только после дополнительных исследований микроструктуры глинистых пород, особенно деформированных в условиях повышенных температур.

Сравнение данных, полученных для различных осадочных пород, показывает, что в изучаемых условиях деформации переориентировка глинистых структур происходит интенсивнее, чем в зернистых породах. Вообще интенсивность переориентировки увеличивается с уменьшением размеров зерен породы. Так, для среднезернистой породы — мрамора — деформация привела только к разрушению исходной ориентировки, в пелитоморфном же литографском известняке она создала уже новую заметную ориентировку. В глинистых породах переориентировка структуры происходила во всех исследованных случаях деформирования.

Приведенные экспериментальные данные показывают, что во всех случаях основным результатом деформационного процесса является смещение максимальных осей сечений зерен в направлении оси x , вдоль которой действует минимальное сжимающее напряжение σ_1 . Учитывая эту особенность, можно решать задачу об установлении оси x для образцов из различных точек геологической структуры на основании данных изучения преимущественной ориентировки зерен.

Из экспериментальных данных следует, что направление для данного деформационного процесса может быть установлено только при сравнительном анализе микроструктур, отражающих различные стадии процесса. При исследовании экспериментально деформационных структур последние сравниваются с исходными.

Наиболее простой является задача определения оси x для образцов, в исходной микроструктуре которых отсутствует преимущественная ориентировка зерен. В этом случае направление оси x , совпадающее с направлением напряжения σ_1 , определяется преимущественной ориентировкой, возникшей после деформации. Оно соответствует точке $\alpha^{(\sigma_1)}$ на рис. 74.

Более сложной является задача установления оси x при наличии преимущественной ориентировки в исходной структуре (либо в опорном образце). Из рис. 77 и 78 видно, что в этом случае даже относительно большая деформация не приводит к созданию выраженной ориентировки вдоль направления действия напряжения σ_1 . Это направление соответствует точкам $\alpha^{(\sigma_1)}$ на рис. 77 и 78. После деформации наблюдается либо некоторый сдвиг гистограммы в сторону точки $\alpha^{(\sigma_1)}$ (рис. 77), либо лишь полное разрушение исходной ориентировки (рис. 78).

В первом случае точка $\alpha^{(\sigma_3)}$, отвечающая направлению максимального главного сжимающего напряжения σ_3 , находится на оси α вне пределов исходной гистограммы. Во втором случае точка $\alpha^{(\sigma_3)}$ лежит внутри этой гистограммы, почти совпадая с точкой α_A , к которой приурочен максимум на гистограмме исходной ориентировки.

Из экспериментальных данных следует, что во всех случаях наиболее вероятным при деформации является отклонение наибольших осей сечений зерен от направления, отвечающего точке $\alpha^{(\sigma_3)}$, в сторону направления, отвечающего точке $\alpha^{(\sigma_1)}$. Поскольку угол между наибольшим и наименьшим главными нормальными напряжениями равен 90° , то в любом случае смещение исходной гистограммы в сторону оси x при деформации не может превысить $\pm 90^\circ$.

Если $\alpha^{(\sigma_3)}$ лежит вне пределов исходной гистограммы, то при деформации вся гистограмма смещается в одном направлении. Предельной точкой смещения переднего края гистограммы является точка $\alpha^{(\sigma_1)}$, которая и фиксирует направление оси x .

Если $\alpha^{(\sigma_3)}$ лежит внутри исходной гистограммы (рис. 78), в результате деформации часть гистограммы, находящаяся справа от точки $\alpha^{(\sigma_3)}$, смещается вправо, а часть, расположенная слева, влево. Оба эти

движения вдоль оси x направлены к точке $\alpha^{(\sigma_1)}$. При этом часть гистограммы, движущаяся влево, после пересечения точки $\alpha = -90^\circ$ продолжает движение на отрезке положительной оси от точки $\alpha = +90^\circ$ к точке $\alpha = 0$. Таким образом, происходит постепенное заполнение всей оси $\alpha = \pm 90^\circ$ точками, отвечающими различной ориентировке больших осей сечений зерен. Для случая, когда точкой $\alpha^{(\sigma_3)}$ исходная гистограмма делится на две равные части, указанное заполнение оси α становится почти равномерным. При дальнейшем увеличении деформации должна возникнуть и непрерывно развиваться гистограмма новой преимущественной ориентировки зерен в точке $\alpha = 0$, которая уже достаточно четко определяет ось x . До этого точка $\alpha^{(\sigma_1)}$ может быть определена лишь приближенно.

В результате приведенного выше анализа экспериментальных данных можно наметить в общих чертах следующий способ нахождения оси x в произвольной точке M геологической структуры.

В общем случае при сравнении точки M с «опорной» точкой M_0 могут быть четыре различных сочетания микроструктур:

- изотропная микроструктура в точке M_0 и преимущественная ориентировка в точке M ;
- преимущественная ориентировка в точке M_0 и изотропная микроструктура в точке M ;
- различные по величине и направлению преимущественные ориентировки в обеих точках M и M_0 ;
- одинаковое состояние микроструктуры в точках M и M_0 .

В первом и третьем случаях ось x необходимо искать в шлифах, проходящих через оси A и C преимущественной ориентировки в точке M ; во втором случае шлифы должны проходить через оси A_0 и C_0 преимущественной ориентировки в точке M ; в четвертом случае ось x не определяется.

Установление оси x можно считать самостоятельным этапом при решении общей задачи определения эллипсоида деформаций. Так как ось x является одной из трех главных осей тензора деформаций, то вдоль нее отсутствуют сдвиговые деформации и имеется только чистое удлинение. Относительные изменения сечений зерен в этом направлении отвечают ϵ_x — макродеформации породы в данной точке M . Деформация ϵ_x , определенная для различных точек, может быть использована для построения карты деформационного состояния геологической структуры.

§ 2. Расчет деформаций на основании данных об изменении микроструктуры горных пород

После установления оси x определяют оси x_i и y_i сечений зерен по методике, описанной в предыдущем параграфе. Ось x_i зерна совпадает с осью x микроструктуры, ось y_i перпендикулярна к оси x . В шлифе «опорного» образца аналогичным образом определяют оси x_{0i} и y_{0i} . При определении ϵ_x можно воспользоваться методикой,

разработанной Б. Б. Чечулиным [4] для расчета деформации проката стального листа. Деформация ε_x рассчитывается по формуле

$$\varepsilon_x = \varepsilon_x^4 - \varepsilon_x^0, \quad (53)$$

где

$$\varepsilon_x^4 = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^{i=m} \varepsilon_i \quad (54)$$

и аналогично

$$\varepsilon_x^0 = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^{i=m} \varepsilon_{0i}$$

При этом

$$\varepsilon_i = \ln \frac{x_i}{y_i} \text{ и } \varepsilon_{0i} = \ln \frac{x_{0i}}{y_{0i}}. \quad (55)$$

Как показал Б. Б. Чечулин, для установления истинного значения ε_x необходимо измерить оси $m = 150 \div 200$ зерен.

Учитывая данные по механизму остаточной деформации горных пород, приведенные в главе V, можно представить формулу (53) в виде

$$\varepsilon_x = \varepsilon_x^4 - \varepsilon_x^0 + \rho \Delta v. \quad (56)$$

Здесь $\Delta v = \frac{m_0}{\gamma} - \frac{m_0}{\gamma_0}$, где γ_0 и γ — соответственно плотности опорного образца и образца из точки M структуры; m_0 — масса каждого из образцов; ρ — коэффициент, характеризующий степень преимущественной ориентировки нормалей к микротрещинам по отношению к оси.

Изучение образцов из различных точек геологической структуры позволяет строить карты распределения величин и направлений максимальных растягивающих деформаций в структуре. Эти карты с картами деформационных свойств можно сравнивать при прогнозировании зон аномального развития трещин определенной направленности, а также при выявлении преимущественных направлений действия тектонических сил.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Земля, ее строение и развитие. Изд. АН СССР, 1963.
2. Васильев В. И. Микроструктурный анализ пород Иркутской зоны смятия. Сб. «Петрография», № 7, 1959.
3. Райтбурд П. М., Муравьев В. И. Методика изучения микроструктуры глинистых пород. Физические методы исследования осадочных пород и минералов. Изд. АН СССР, 1962.
4. Чечулин Б. Б. Исследование микронеоднородности пластической деформации стали. Физика металлов и металловедение, т. I, вып. 2. Металлургиздат, 1955.

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

ИССЛЕДОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ДЕФОРМИРОВАНИЯ ПОРИСТЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Деформационные свойства горных пород в условиях всестороннего сжатия исследуют уже длительное время, тогда как изучением деформируемости пород-коллекторов нефти и газа начали заниматься относительно недавно в связи с разведкой глубоко залегающих месторождений нефти и газа [18—21].

При решении многих вопросов нефтегазоносности необходимо иметь достаточно четкие представления о структуре пористой среды и процессах, которые приводят к изменениям коллекторских свойств этой среды при воздействии на нее различных природных факторов. Для всех осадочных пород, за исключением кварцевых песчаников и алевролитов, пористость с увеличением глубин непрерывно и довольно значительно уменьшается, а на глубинах 2500—3500 м, как правило, достигает 2—3% [11, 12].

Кварцевые песчаники при благоприятных условиях могут сохранить достаточно высокие пористость и проницаемость и на больших глубинах. Это обусловлено прежде всего высокой прочностью кварцевых зерен. Другим фактором, благоприятствующим сохранению коллекторских свойств, является насыщающая жидкость, давление которой с увеличением глубины повышается, вследствие чего скелет породы в значительной степени разгружается и контактные давления между зернами также уменьшаются. Кроме того, каждое зерно находится в условиях всестороннего сжатия, равного пластовому давлению, что еще больше повышает их прочность.

На уплотняемость коллекторов значительное влияние оказывает возраст пород, поэтому вероятность встретить на больших глубинах хорошие коллекторы больше в относительно молодых отложениях, чем в более древних [19, 7, 13]. К числу факторов, оказывающих наибольшее влияние на снижение коллекторских свойств песчаных пород на больших глубинах, следует отнести в первую очередь цементацию зерен [19, 22—24].

Структурные изменения в пористых породах связаны с деформационными процессами по контактам между зернами. Эти изменения проявляются даже в условиях равномерного всестороннего сжатия в отличие от плотных горных пород, на структуру которых равномерное всестороннее сжатие не оказывает существенного влияния. Ниже

излагаются результаты исследований, большая часть которых была проведена при различных величинах равномерного всестороннего сжатия и лишь незначительная — в условиях неравномерного всестороннего сжатия, т. е. при дополнительном вертикальном давлении.

Комплекс указанных экспериментальных лабораторных исследований по выяснению процессов, происходящих в породах-коллекторах на различных глубинах, а также геолого-петрографических исследований кернового материала из глубоких и сверхглубоких скважин поставлен для разработки методики обоснованного прогнозирования возможной нефтегазонасности пород на больших глубинах.

Глава XIV

УПЛОТНЕНИЕ И ЦЕМЕНТАЦИЯ ПЕСЧАНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ В УСЛОВИЯХ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУР

В зависимости от поставленных задач для экспериментальных исследований уплотнения и цементации песчаных коллекторов применяли различные установки.

Для исследований в условиях равномерного всестороннего сжатия использовали простую установку, схема которой приведена на рис. 82. Установка состоит из сосуда высокого давления 2, ручного

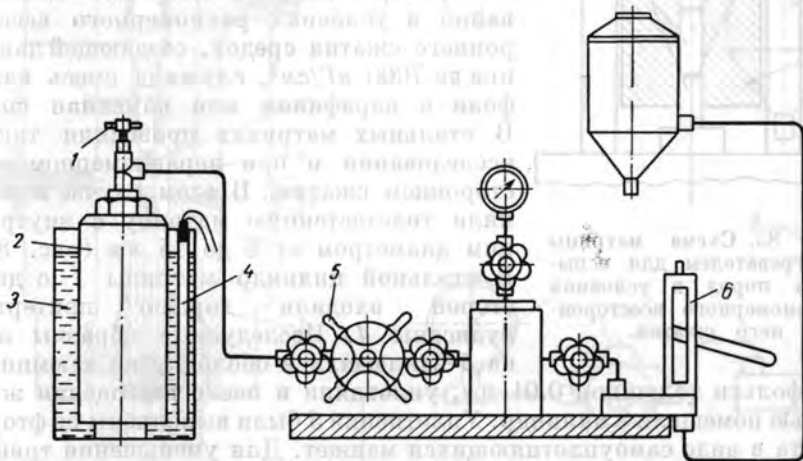


Рис. 82. Схема установки высокого давления ($p = 1200 \text{ кг/см}^2$ и $t = 100^\circ \text{C}$).

плунжерного насоса 6 и штурвального гидравлического пресса 5. Давление до 800 кг/см^2 создавалось в сосуде 2 насосом 6, а затем повышалось при помощи гидравлического пресса до 1200 кг/см^2 . Вентиль 1 позволял перекрывать давление в сосуде и поддерживать его постоянным в течение длительного времени. Сосуд помещался в емкость 3, наполненную водой, которая подогревалась электрической печью 4 с нихромовым нагревателем.

Для изоляции образцов от контакта с жидкостью использовали оболочки, изготовленные из фольги толщиной $0,1 \text{ мм}$, диаметром 10 мм и высотой 25 мм . В оболочку засыпали кварцевый песок,

который после уплотнения встряхиванием насыщался испытуемым раствором заданной концентрации, после этого оболочку запаивали. Приготовленные таким образом образцы песка различных фракций помещали в сосуд высокого давления и включали нагреватель. Заданную температуру поддерживали непрерывно в течение 7—8 ч в сутки, после чего нагреватель выключали и температура постепенно снижалась до 30° С. В последующие дни нагрев образца до заданной температуры и выдержку в течение 7—8 ч повторяли.

Указанная установка позволяла испытывать одновременно большое число образцов в условиях равномерного всестороннего сжатия до 1200 кг/см² и температуры 100° С.

Для исследования уплотнения и цементации при более высоких величинах всестороннего сжатия и температур применяли цилиндрические стальные матрицы.

При проведении исследований в матрицах исследований в условиях равномерного всестороннего сжатия средой, создающей давление до 7000 кг/см², служила смесь канифоли с парафином или каменная соль. В стальных матрицах проводили также исследования и при неравномерном всестороннем сжатии. В этом случае применяли толстостенную матрицу с внутренним диаметром от 8 до 15 мм (рис. 83). В стальной цилиндр матрицы 1 с двух сторон входили хорошо притертые пуансоны 4. Исследуемые образцы песка 5 заключали в оболочку из алюминиевой фольги толщиной 0,01 мм, уплотняли и после насыщения жидкостью помещали в цилиндр. Уплотнения 3 были выполнены из фторопласта в виде самоуплотняющихся манжет. Для уменьшения трения между образцом и стенками матрицы при деформировании применяли порошкообразный графит. Во время опытов всю сборку помещали в кольцевую электрическую печь 2 с нихромовым нагревателем и изолировали асбестом. Перед опытами печь тарировали ртутным термометром до 500° С. Температура нагрева регулировалась лабораторным трансформатором.

Давление на образец передавалось через пуансоны от гидравлического или механического пресса. Матрица этой конструкции позволяла создавать давление на образец до 3000 кг/см² и температуру до 300° С.

Описанные выше установки предназначались для получения качественных результатов, так как в них нельзя было регулировать давление насыщающих жидкостей, а также измерять деформацию образцов в процессе испытаний.

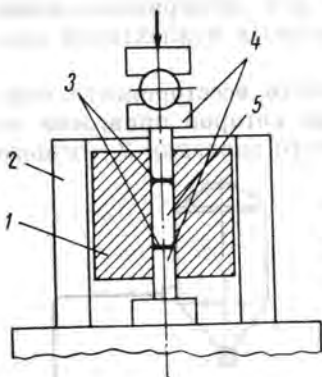


Рис. 83. Схема матрицы с нагревателем для испытания пород в условиях неравномерного всестороннего сжатия.

Для комплексных исследований процесса деформирования пористых коллекторов в широком диапазоне всестороннего и порового давлений (соответственно 5000 и 1500 кг/см²) и температур до 350° С была изготовлена специальная установка (рис. 84). Принципиально она не отличается от установки, предназначенной для исследования прочностных и деформационных свойств пород кристаллического

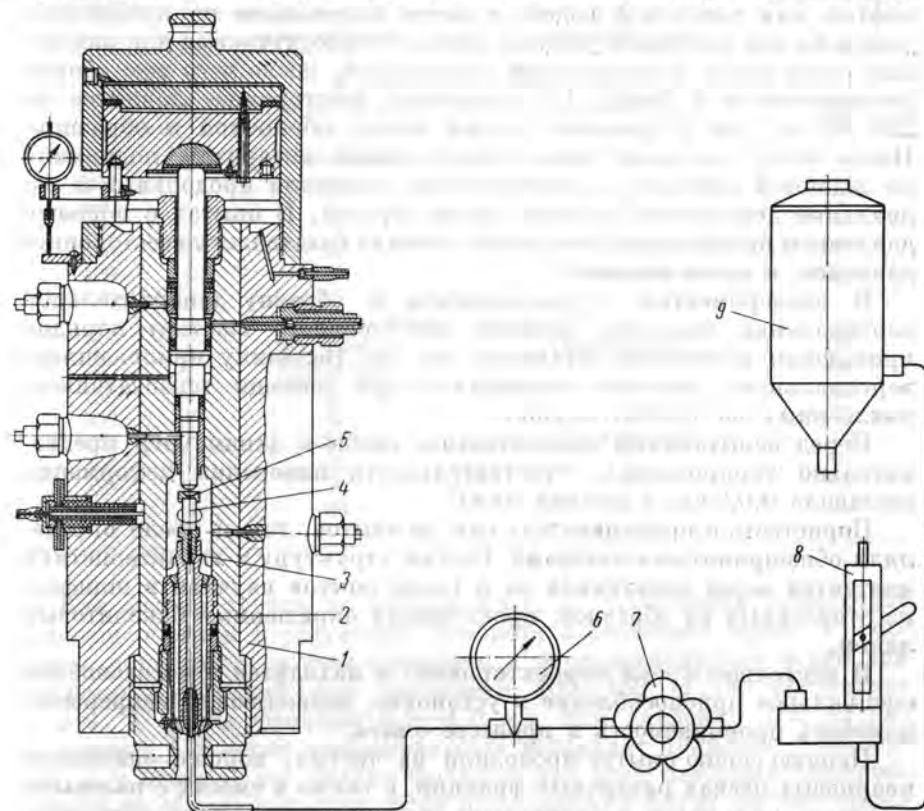


Рис. 84. Схема установки высокого давления ($p = 5000$ кг/см² и $t = 350$ ° С) для испытания пород коллекторов.

фундамента при высоких давлениях. Подробное описание и методика работы на этой установке приведены по главе II. Ниже кратко описаны только те изменения, которые были внесены в конструкцию установки в связи со спецификой исследований коллекторов. Эти изменения внесены в конструкцию пробки-поддона 2, на которую крепится испытуемый образец 4. Конструкция пробки в этой установке позволяет создавать поровое давление в образце до 1500 кг/см² насосом РЖН-1500 8 через систему обвязки 6, 7, 9. В связи с этой особенностью изменена и конструкция крепления образца. Образец по образующей изолируется от жидкости медной фольгой толщиной

0,1 мм, а по торцам накладкой со сферической поверхностью 5 и конической насадкой 3.

Образцы горных пород высверливались из кернов и имели цилиндрическую форму диаметром 15—16 мм, высотой 36 мм.

Порядок проведения испытаний на установке был следующий. Образец, изолированный в медную фольгу, насыщали под вакуумом нефтью или пластовой водой, а затем закрепляли на пробке-поддоне и на нем помещали упругие скобы с тензодатчиками для измерения радиальных и продольных деформаций, после чего всю сборку устанавливали в бомбу 1 и создавали всестороннее давление до 250 кг/см² для устранения зазора между оболочкой и образцом. После этого давление через определенные интервалы поднимали до заданной величины и одновременно измеряли продольные и радиальные деформации средней части образца. В опытах с поровым давлением насыщающей жидкости сначала создавалось всестороннее давление, а затем поровое.

В экспериментах с приложением к образцу дополнительной вертикальной нагрузки (помимо всестороннего сжатия) порядок проведения испытаний оставался тем же. Величину приложенного вертикального давления определяли при помощи тензодатчиков, наклеенных на пробку-поддон.

Перед испытаниями измерительные скобы и динамометр предварительно тарировались, чувствительность измерения деформаций составила 0,02 мм, а усилий 50 кг.

Пористость и проницаемость как до опытов, так и после определяли общепринятыми методами. Состав, структуру и характеристику контактов зерен песчаников до и после опытов изучали в шлифах, изготовленных из образцов, пропитанных окрашенным бакелитовым лаком.

В настоящее время спроектировано и находится в изготовлении специальное приспособление к установке, позволяющее непрерывно измерять проницаемость в процессе опыта.

Первую серию опытов проводили на чистых, хорошо окатанных кварцевых песках различных фракций, а также в смесях с полевыми шпатами, кальцитом и глинистыми минералами, вторую — на естественных песчаниках различных нефтяных месторождений и на карьерных образцах.

§ 1. Исследование уплотнения и цементации кварцевых песков при всестороннем сжатии

Под влиянием всестороннего сжатия пески уплотняются и их пористость уменьшается за счет перемещения, дробления и более плотной упаковки зерен. Давление оказывает неодинаковое влияние на пористость песков различных фракций. В табл. 24 приведены данные о влиянии неравномерного всестороннего сжатия на величину уплотнения кварцевого песка фракций 0,1—0,3 и 0,5—1,0 мм.

Данные размеры фракций наиболее характерны для нефтеносных песчаников.

Таблица 24

Всестороннее давление, кг/см ²	Количество трещиноватых и раздробленных зерен, % от общей суммы зерен		Пористость, %
	трещиноватые	раздробленные	
Фракция 0,1—0,3 мм			
0	Отсутствуют	Отсутствуют	30
100	»	»	28
150	Единичные	»	—
200	»	»	—
250	»	»	—
300	5	»	—
350	10	»	—
400	20	Единичные	25
Фракция 0,5—1,0 мм			
0	Отсутствуют	Отсутствуют	32
100	Единичные	»	29
150	15	»	28
200	21	»	27
250	30	Единичные	28
300	35	»	—
350	70	3	—
400	80	4	—

Как можно судить по данным табл. 24, уплотнение происходит главным образом в результате поворота и смещения зерен. Уменьшение пористости за счет смещения и переориентировки зерен для указанных фракций под давлением 100—150 кг/см² составляет 2—3%. У песка фракции 0,5—1,0 мм при давлении 250 кг/см² из каждых 100 зерен трещиноватость возникает примерно в 30 зернах, а у песка более мелких фракций при этом давлении трещиноватость не обнаруживается. Если при давлении 300 кг/см² для песка фракций 0,1—0,3 мм напряжения по контактам зерен недостаточны для разрушения, то для более крупных фракций (0,5—1,0 мм) значительная трещиноватость зерен до 15% наблюдается уже при 150 кг/см². Так как в последнем случае число контактов на единицу площади сечения образца уменьшается, то соответственно возрастают контактные давления.

Для выяснения кинетики изменения уплотнения песков при более высоких давлениях были проведены исследования в стальных матрицах. Для этих испытаний было изготовлено 10 одинаковых образцов из кварцевого песка фракции 0,3—0,6 мм, причем половина из них предварительно насыщалась дистиллированной водой. Все образцы подвергались неравномерному всестороннему давлению в матрице, равному 326, 652, 978, 1304 и 1630 кг/см², т. е. каждое

последующее давление превышало предыдущее на 326 $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Образцы выдерживали под давлением в течение 15 мин, а затем легким растиранием зерна отделяли друг от друга. Полученный таким образом песок подвергали ситовому анализу. Каждую фракцию

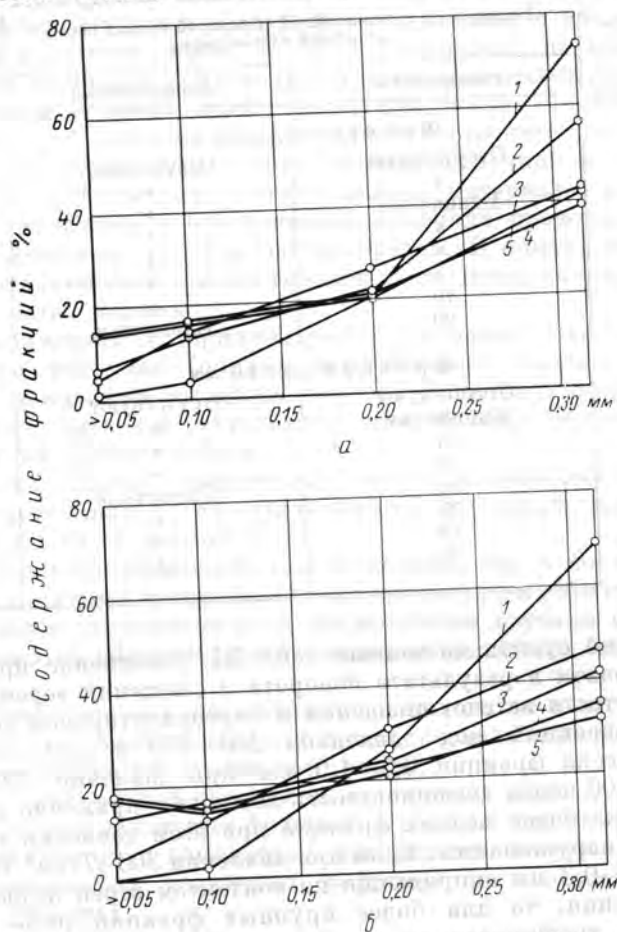


Рис. 85. Влияние давления на фракционный состав кварцевого песка.

а — песок фракции 0,3—0,6 мм (насыщенный); б — песок фракции 0,3—0,6 мм (сухой); 1 — $p = 326 \kappa\Gamma/\text{см}^2$; 2 — $p = 652 \kappa\Gamma/\text{см}^2$; 3 — $p = 978 \kappa\Gamma/\text{см}^2$; 4 — $p = 1304 \kappa\Gamma/\text{см}^2$; 5 — $p = 1630 \kappa\Gamma/\text{см}^2$.

взвешивали отдельно с точностью до 10 мг и вычисляли ее процентное содержание по отношению к общему весу образца (насыщенные образцы предварительно высушивали).

Результаты испытаний приведены на рис. 85, где по оси ординат отложено процентное содержание раздробленных зерен, а по оси

абсцисс — их размеры. Как видно из рис. 85, при наименьшем давлении ($326 \kappa\Gamma/\text{см}^2$) количество раздробленных зерен составляет около 30%. При росте давления до $1000 \kappa\Gamma/\text{см}^2$ число раздробленных зерен непрерывно увеличивается и достигает 60%. Дальнейшее давление свыше $1000 \kappa\Gamma/\text{см}^2$ увеличивает уплотнение главным образом за счет более плотной упаковки зерен, так как число раздробленных зерен не изменилось.

В образцах, насыщенных водой, раздробленных зерен было несколько меньше, чем у неувлажненных, что связано с облегчением смещения зерен вследствие понижения коэффициента трения.

Исследования влияния давления, температуры и насыщающих жидкостей на уплотнение и цементацию несвязанных песков проводились как на установке высокого давления до $1200 \kappa\Gamma/\text{см}^2$ и при температуре до 100°C , так и в стальных матрицах в условиях равномерного и неравномерного всестороннего сжатия.

Первая серия опытов была проведена на образцах кварцевого песка фракции 0,2—0,6 мм, насыщенных 0,1 н. раствором NaCl при равномерном всестороннем сжатии $1000 \kappa\Gamma/\text{см}^2$ и температуре 80°C . Общая продолжительность опыта составила около 200 ч. В этих условиях 60% зерен кварца имели трещины, а некоторая часть была полностью раздроблена.

В последующих опытах образцы песка такой же фракции были испытаны при давлении $1200 \kappa\Gamma/\text{см}^2$ в течение 720 ч. Увеличение давления и продолжительности опыта привело к несколько большему уплотнению образцов, которое сохранялось и после отмывания от NaCl. Число трещиноватых и раздробленных зерен увеличилось до 65% (рис. 86). Эти опыты показали, что на характер уплотнения оказывает влияние продолжительность опыта, поэтому длительность опытов была доведена до 1056 ч, а температура повышена до 100°C . При этих условиях число трещиноватых зерен увеличилось до 78%.

При микроструктурном изучении исследованных образцов было установлено более плотное расположение зерен (приспособление их друг к другу) по удлиненным контактам, связанное с поворотом зерен, трещиноватостью, дроблением и последующим смещением раздробленных зерен (рис. 87). При этом наблюдалось срастание (слияние) зерен, обусловленное растворением, поэтому граница между зернами была заметна только при скрещенных николях — по разному погасанию зерен (рис. 88). Выделение аутигенного кварца в этих опытах не было обнаружено.

Подобные длинные контакты слияния зерен аналогичны контактам зерен продуктивных песчаников девона Туймазинского месторождения.

Как показали предыдущие опыты, при давлении $1200 \kappa\Gamma/\text{см}^2$ и температуре 100°C эффект цементации оказался незначительным даже в течение 1000 ч, поэтому продолжительность последующих опытов была увеличена почти в 3 раза. Образцы изготовлялись из кварцевого песка трех фракций: 0,01—0,1, 0,1—0,2 и 1—1,5 мм и насыщались растворами NaCl и Na_2CO_3 различной концентрации,

а также морской водой (Каспийское море) и пластовой водой (месторождение Зыря).

Общая продолжительность опытов была доведена до 2590 ч, при давлении 1200 кг/см^2 и температуре 100°C она составила 655 ч. Поскольку выявить влияние насыщающих жидкостей не



Рис. 86. Песок уплотненный при всестороннем давлении 1200 кг/см^2 , $t = 80^\circ \text{C}$ (увеличение $\times 80$, николи +).

удалось, то все полученные данные независимо от насыщающей образцы жидкости сведены в табл. 25. Эта таблица, показывающая

Таблица 25

Размер фракций, мм	% от общего числа зерен		Число контактов приспособления зерен
	целые	трещиноватые и раздробленные	
0,01—0,1	52	48	25
0,1—0,2	46	54	22
1,0—1,5	29	71	9

уплотнение кварцевых песков в зависимости от их фракционного состава, получена на основании данных микроскопического исследования около 50 образцов, причем в каждом образце подсчеты проводились на 100 зернах.

Как видно из табл. 25, при одних и тех же условиях наблюдается тенденция к возрастанию трещиноватости с увеличением размеров



Рис. 87. Приспособление зерен I, II, III вследствие смещения (увеличение $\times 200$, николи +).

зерен от 0,01— до 1,5 мм, а также увеличение числа контактов приспособления зерен с уменьшением их размеров.

В аналогичных условиях были проведены исследования уплотнения и цементации кварцевого песка фракций от 0,01 до 0,4 мм, смешанного в разных пропорциях с альбитом, микроклином и кальцитом таких же фракций, насыщенных растворами NaCl , Na_2CO_3 , пластовой и морской водой. В табл. 26 и 27 представлены сводные данные микроструктурных исследований около 200 образцов, причем в табл. 26 приведены данные по уплотнению и цементации образцов, состоящих из смеси кварца и альбита в отношении 1 : 1, а в табл. 27

образцов, состоящих из кварца и кальцита в том же отношении при всестороннем равномерном давлении 1200 кг/см^2 , 100°C и $t = 2500 \text{ ч}$.



Рис. 88. Срастание (слияние) зерен I, II, обусловленное растворением уплотненного песка (увеличение $\times 200$, николи +).

Таблица 26

Состав исходных образцов	Размер фракций, мм	Характеристика уплотнения и цементации		
		трещиноватые зерна, %	раздробленные зерна, %	количество контактов срастания зерен
Кварц	0,1—0,3	85	—	Единичные контакты растворения
Альбит	0,1—0,3	97	3	
Кварц	0,2—0,4	90	—	
Альбит	0,2—0,4	95	5	

Уплотнение кварцевого песка в смеси с альбитом после некоторого уплотнения в результате смещения и поворота зерен происходит в первую очередь вследствие разрушения зерен альбита, как менее прочных. В песках обеих фракций (0,1—0,3 и 0,2—0,4 мм) после опыта все зерна альбита пронизаны трещинами. Большинство зерен

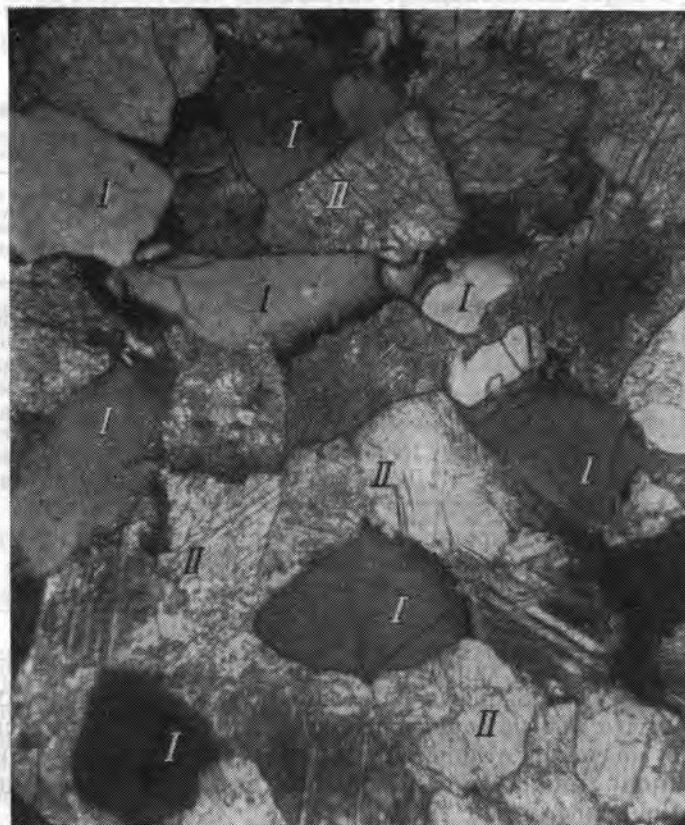


Рис. 89. Песчанник искусственный с карбонатным базальным цементом (увеличение $\times 80$, николи +).
I — кварц; II — карбонатный цемент.

кварца также трещиноваты, целостность сохраняют лишь наиболее окатанные зерна (10—15%). В сухих образцах в отличие от насыщенных не наблюдается срастания зерен в местах контактов.

Такие же результаты были получены при уплотнении и цементации кварцевого песка, смешанного с микроклином.

При сопоставлении данных для кварцевого песка в смеси с альбитом и кальцитом (табл. 26 и 27) наблюдается различие в характере уплотнения и цементации. Прежде всего образцы песка в смеси

с кальцитом в результате испытания превращаются в связанные плотные песчаники с базальным цементом (рис. 89). Зерна кальцита, пластически деформировались и заполняли свободное пространство между кварцевыми зернами, образуя базальный цемент, структура которого зависела от размеров исходных зерен кальцита. Другая особенность этих песчаников заключалась в том, что количество трещиноватых зерен кварца в зависимости от их размеров колебалось в пределах 50—60%, тогда как для смеси кварца с альбитом трещиноватость составляла 85—95%.

Таблица 27

Состав исходных образцов	Размер фракций, мм	Характеристика уплотнения и цементации		
		трещиноватые зерна, %	раздробленные зерна, %	количество контактов срастания зерен
Кварц Кальцит	0,05—0,1 0,05—0,1	10 Карбонатный цемент, тонко-зернистый	—	Песчаники с карбонатным базальным цементом, единичные срастания кварцевых зерен
Кварц Кальцит	0,1—0,2 0,1—0,2	50 Карбонатный цемент, мелко-зернистый	—	
Кварц Кальцит	0,2—0,4 0,2—0,4	60 Карбонатный цемент, средне-зернистый	—	

Несколько другой характер уплотнения наблюдался в образцах, состоящих из 75% кварца и 25% кальцита. В этих образцах вследствие того, что многие зерна кварца находились в соприкосновении («жесткий» контакт в отличие от «мягкого» контакта с кальцитовыми зернами или глинистыми частицами), количество трещиноватых зерен кварца возрастает до 70—80%.

В процессе испытания кварцевых песков фракции 0,2—0,3 мм в смеси с равным объемом глинистого материала при всестороннем давлении от 1500 до 10 000 кГ/см² были получены плотные песчаники с базальным глинистым цементом, причем трещиноватые и раздробленные зерна в этих песчаниках отсутствовали.

Исследования влияния температуры на степень уплотнения кварцевого песка различных фракций проводили в стальных матрицах при температуре 380° С. Продолжительность опытов изменялась от 165 до 410 ч при неравномерном всестороннем давлении 1000 кГ/см². Результаты этой серии опытов приведены в табл. 28. При их сопоставлении с результатами уплотнения песков, полученных при температуре 100° С, установлено, что повышенная температура не оказывает существенного влияния на уплотнение и цементацию,

хотя число контактов растворения в последних опытах несколько повысилось.

Увеличение продолжительности эксперимента до 1560 ч также не позволило получить у образцов песка фракции 0,1—0,3 мм заметного эффекта цементации путем срастания зерен. Во всех опытах наблюдалось возрастание количества трещиноватых зерен с увеличением их размеров.

§ 2. Исследование процесса деформирования кварцевых песчаников при всестороннем сжатии

Аппаратура, описание которой приведено в начале данной главы, является достаточно простой, однако она дает возможность получить только качественные данные по деформированию песчаников в условиях высоких давлений и температур. Исследования проводились на мелкозернистых кварцевых песчаниках продуктивной толщи девона Гуймазинского нефтяного месторождения в матрицах при равномерном всестороннем сжатии до 7000 кГ/см². Указанные песчаники сцементированы эпигенетической цементацией срастанием зерен, в отдельных участках присутствует до 5% глинистого цемента, общая пористость составляет 18—23%, а прочность на одноосное сжатие в среднем 550 кГ/см².

Для всех испытанных образцов после опытов не наблюдалось заметного остаточного изменения пористости и проницаемости. Однако при исследовании шлифов было обнаружено, что в тех местах, где песчаники имели неравномерно сгустковый глинистый цемент, при давлениях свыше 1000 кГ/см² наблюдалось растрескивание зерен. Это происходило потому, что по мере повышения давления глинистый цемент пластически выжимался в свободное поровое пространство и зерна кварца приходили в непосредственное соприкосновение друг с другом. Вследствие этого по местам контактов зерен резко возрастала концентрация напряжений, что и приводило к растрескиванию. На участках шлифа, где не было глинистого цемента, трещиноватость зерен отсутствовала (рис. 90).

Как показали микроструктурные исследования, повышение температуры до 200° С и наличие раствора NaCl не оказывали влияния на степень трещиноватости исследованных песчаников.

Дальнейшие исследования влияния деформирования на изменение величины объема порового пространства пород-коллекторов проводили на установке высокого давления, которая позволяет получить количественные результаты (рис. 84). Для этих опытов были выбраны песчаники с различными цементами.

Первый песчаник (карьерный образец) очень однородный, сложен окатанными кварцевыми зернами размером 0,15 мм и сцементирован эпигенетической цементацией срастанием зерен, открытая пористость 18,4%, прочность на одноосное сжатие 390—590 кГ/см². По своему составу и механическим свойствам этот песчаник близок

Состав	Насыщающие жидкости	Продолжительность опытов, ч	Характеристика трещиноватости и цементации
Фракция 0,01—0,1 мм			
	Водный раствор 5%-ного Na_2CO_3	165	Единичные зерна трещиноваты, контакты растворения отсутствуют
	Водный раствор 2л- Na_2CO_3	210	То же
Фракция 0,1—0,2 мм			
	Водный раствор 10%-ного Na_2CO_3	1560	80% зерен трещиноваты, единичные контакты растворения
	Водный раствор 2л- Na_2CO_3	225	80% зерен трещиноваты, единичные контакты растворения
	Пластовая вода	240	55% зерен трещиноваты, контакты растворения отсутствуют
Фракция 0,3—0,6 мм			
Кварцевый песок	Пластовая вода	150	95% зерен трещиноваты, единичные контакты растворения
	Морская вода	410	90% зерен трещиноваты, единичные контакты растворения
Фракция 1,0—1,5 мм			
	Пластовая вода	270	Преобладающая часть зерен трещиновата, контакты растворения отсутствуют
	Водный раствор 2л- Na_2CO_3	195	То же
Фракция 0,2—0,3 мм			
50% кварца, 50% кальцита	Водный раствор 2л- Na_2CO_3	225	15% кварцевых зерен трещиноваты, песчаник с базальным кальцитовым цементом
50% кварца, 50% микроклина	То же	240	50% кварцевых зерен трещиноваты, все зерна микроклина трещиноваты и раздроблены, встречаются единичные контакты растворения

к продуктивным песчаникам девона Туймазинского нефтяного месторождения.

Второй из испытанных песчаников отобран с глубины 1997—2000 м (Чекмагуш, Башкирия) и отличался от первого более значительной цементацией с увеличенной протяженностью контактов и наличием микроучастков с карбонатным базальным цементом, открытая пористость 17,7%, а прочность на одноосное сжатие 710 кГ/см^2 .

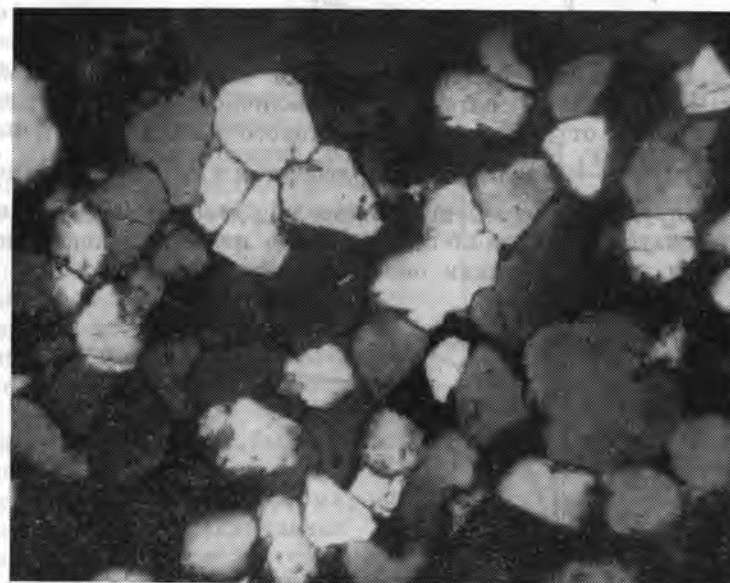


Рис. 90. Песчаник со средней цементацией срастанием зерен ($P = 18\%$, $k = 90 \text{ мд}$) после сжатия до 6000 кГ/см^2 (увеличение $\times 80$).

Третий песчаник (карьерный образец) сложен мелкозернистыми обломками кварца размером 0,1 мм, сцементированными глинистым базальным цементом, открытая пористость 14,5%, прочность на одноосное сжатие $460—590 \text{ кГ/см}^2$.

Деформирование этих песчаников проводилось при всестороннем сжатии 3000 кГ/см^2 , поровом давлении 750 кГ/см^2 и $t = 20^\circ \text{ С}$. Поровое давление и температура занижены по сравнению с условиями, соответствующими данной глубине залегания. Измерение продольных и поперечных деформаций средней части образца позволило оценить изменение объема порового пространства непосредственно в процессе деформирования.

Результаты испытаний песчаников на установке высокого давления представлены в виде графических зависимостей $\sigma_1 = f(\epsilon_2)$,

$\sigma_i = \Phi(\epsilon_\theta)$, где ϵ_z и ϵ_θ — соответственно продольная и поперечная относительные деформации образца; σ_i — деформирующее продольное напряжение (избыточное).

Пользуясь этими зависимостями, можно оценивать изменение объема породы непосредственно в процессе деформирования. Относительное изменение объема цилиндрического образца вычисляли по формуле

$$\epsilon_V = \frac{V - V_1}{V} = \frac{\frac{\pi d^2}{4} z - \frac{\pi}{4} (d - \Delta d)^2 (z - \Delta z)}{\frac{\pi d^2}{4} z} 100\%,$$

где d и z — диаметр и высота средней части исходного образца объемом V ; Δd и Δz — соответственно величины изменения размеров образца только от действия вертикального избыточного давления. В величину $\frac{V - V_1}{V}$ входит как упругое, так и остаточное изменение объема. Упругое же изменение объема под действием одного всестороннего сжатия вычисляли отдельно и в относительное изменение объема при деформировании оно не входит.

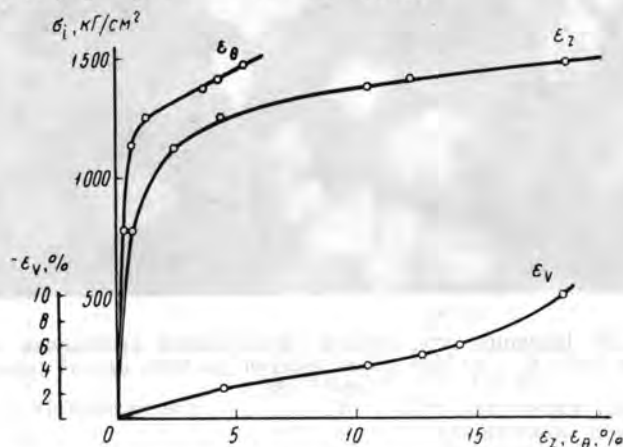


Рис. 91. Диаграммы деформации песчаника с эпигенетической цементацией срастанием зерен.

На рис. 91—93 приведены типичные диаграммы относительных продольных ϵ_z и радиальных ϵ_θ деформаций, а также относительное изменение объема порового пространства ϵ_V исследованных песчаников. Из приведенных диаграмм следует, что при деформировании всех исследованных песчаников объем порового пространства уменьшается.

Для первого песчаника (рис. 91) это уменьшение составило 10% при продольной деформации 18,7%.

Исследования шлифов деформированных образцов этого песчаника показали, что деформация носила явно катакластический характер. Объем порового пространства уменьшился в результате раздробления почти всех зерен, их локального смещения и более плотной упаковки.

Механизм деформации в данном случае может быть представлен следующим образом. При равномерном всестороннем сжатии происходило только упругое уменьшение объема без нарушения целостности зерен, что подтверждается микроструктурными исследованиями песчаников при давлении до 3000 кг/см² и выше. После приложения вертикального избыточного давления при напряжениях выше предела текучести начиналось дробление зерен, а их средний размер и пористость уменьшались по мере увеличения деформации. Вследствие этого число контактов увеличивалось, а концентрация напряжений уменьшалась. Дальнейшее разрушение зерен и их уплотнение сопровождалось повышением избыточного вертикального давления, вследствие чего наклон кривых в области остаточных деформаций был положительным.

При последующем деформировании происходила локализация деформации вдоль микросдвигов, ориентированных в направлении плоскости макросдвига, до полной потери сцепления по этой плоскости. На двух других песчаниках опыты не были доведены до конца, так как уже при относительно небольшой деформации оболочка разрывалась. Несмотря на это, полученные результаты представляют также известный интерес.

В песчаниках, содержащих микроучастками базальный кальцитовый цемент, уменьшение объема порового пространства в основном вызвано дроблением и локальным смещением раздробленных кварцевых зерен. Однако зерна кварца, заключенные в кальцитовый цемент, сохранили свою целостность вследствие того, что величина деформации не превышала 2% (рис. 92) и зерна кварца не соприкасались друг с другом. При данной величине деформации, как видно из рис. 92, уменьшение объема для этого песчаника составило 1,2%.

Уменьшение пористости в процессе деформирования песчаников, цементированных глинистым базальным цементом, обусловлено остаточной деформацией глинистого материала. Для этих песчаников характерно отсутствие раздробленных кварцевых зерен даже при

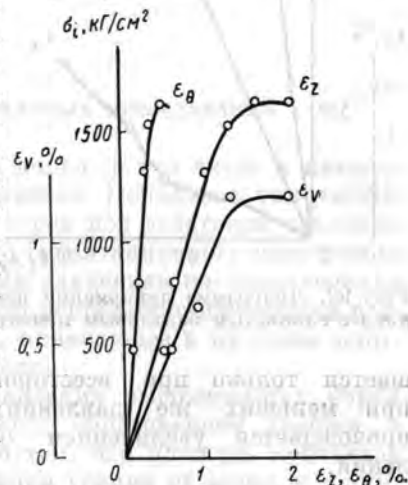


Рис. 92. Диаграммы деформации песчаника с эпигенетической цементацией срастанием зерен и микроучастками карбонатного цемента.

деформации 10% вследствие того, что зерна кварца были разобщены глинистым цементом.

Как видно из диаграмм деформирования (рис. 93), при 10% продольной деформации пористость этого песчаника уменьшилась на 7%, в то время как пористость первого песчаника при таком же значении продольной деформации уменьшилась только на 4%.

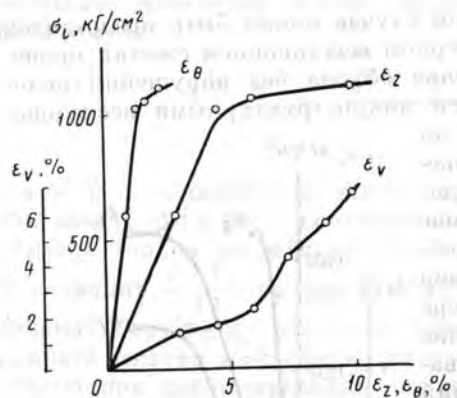


Рис. 93. Диаграмма деформации песчаника с глинистым базальным цементом.

сжатия больше 500 кг/см², при меньших же давлениях, наоборот, деформирование сопровождается увеличением объема в результате его разрыхления.

Качественно такие же результаты были получены Хендиным и другими [18] при деформировании некоторых песчаников в условиях всестороннего давления до 2000 кг/см² и эффективного давления до 1500 кг/см² (эффективное давление представляет разность между всесторонним и поровым давлением). Однако, как следует из экспериментальных данных Хендина, объем уменьшается только при всестороннем давлении.

Глава XV

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

§ 1. Анализ результатов экспериментальных исследований

Консолидация обломочных горных пород, в том числе и кварцевых песков, начинается в стадии диагенеза. Первичное уплотнение заключается в укладке минеральных зерен под действием давления вышележащих осадков. Процесс такого гравитационного уплотнения происходит под медленно возрастающим давлением наслаивающихся сверху осадков. В течение этого периода непрерывно изменяется расположение зерен (смещение, поворот), приводящее к их более плотной упаковке и уменьшению пористости.

При значительном возрастании давления вышележащих пород дальнейшее уплотнение сопровождается образованием трещин и дроблением зерен. Последнее вызвано тем, что площадь контактов между зернами, через которые передаются усилия от зерна к зерну, очень незначительна. Как показывают расчеты, для сферических частиц кварца диаметром 0,1 мм площадь отдельного контакта в момент появления трещины составляет около $5 \cdot 10^{-4}$ мм². Если условно принять, что кварцевый песок состоит из зерен сферической формы одинакового размера, то при простой кубической упаковке такой песок может выдерживать давления, соответствующие глубинам залегания, приведенным в табл. 29.

Таблица 29

Диаметр сферических зерен, мм	Число зерен на 1 см ²	Суммарная площадь всех кругов давления на 1 см ² в момент образования трещин, см ²	Нагрузка на 1 см ² при образовании трещин, кг/см ²	Глубина залегания пласта, при которой начинается образование трещин в зернах, м
0,1	10 000	0,0500	2500	10 000
0,2	2 500	0,0320	1250	5 000
0,5	400	0,0180	500	2 000
1,0	100	0,0115	250	1 000
2,0	25	0,0068	125	500

Приведенные в табл. 29 данные по глубине залегания являются завышенными, так как расчет проводился для случая контакта сферы с плоской поверхностью, а не двух сферических зерен между собой.

Если сравнить расчетные величины нагрузок, приходящихся на 1 см^2 , соответствующих началу трещинообразования, с экспериментальными данными, например, для фракции кварцевого песка $0,5\text{--}1,0 \text{ мм}$ (см. табл. 24), то можно видеть, что последние в 2 раза меньше. Такое несоответствие в значительной степени объясняется тем, что при простой кубической упаковке число контактов является минимальным, а напряжения по контактам — максимальными.

Графики, приведенные на рис. 85, также показывают, что с ростом относительного количества более мелких фракций давление более 1000 кг/см^2 не приводит к дополнительному разрушению зерен.

В природных условиях даже на значительных глубинах редко встречаются песчаники с трещиноватыми и раздробленными зернами. Как правило, в песчаниках между зернами содержится некоторое количество цементирующего материала или же они сцементированы процессами срастания (принцип Рикке). В результате площадь контактов между зернами значительно возрастает и они выдерживают значительные давления без разрушения. Подтверждением могут служить полученные нами данные по уплотнению кварцевого песка различных фракций в смеси с кальцитом при давлении до 1200 кг/см^2 и особенно с глиной при давлениях до $10\,000 \text{ кг/см}^2$. При достаточном количестве пластичного цементирующего материала последний под влиянием давления «затекает» в свободные поры между зернами, в результате пористость и проницаемость резко уменьшаются.

Песчаники, сложенные трещиноватыми зернами, как, например, чистые крупнозернистые песчаники казанлинской свиты (Башкирия, $2100\text{--}2600 \text{ м}$), по-видимому, претерпели относительно быстрое погружение в рыхлом состоянии [14]. Трещиноватость зерен также может быть следствием значительных напряжений сжатия в сильно дислоцированных областях [1, 5, 7].

Как показывают петрографические исследования кварцевых песчаников допалеозойского возраста, уменьшение пористости до глубины $1000\text{--}1500 \text{ м}$ вызвано главным образом уплотнением без значительной консолидации, только под действием давления вышележащей толщи пород [14, 15, 17].

При возрастании глубин свыше 1500 м начинают проявляться процессы растворения зерен в точках контактов между ними и отложение растворенного вещества в местах низкого давления, т. е. в свободных порах. Увеличение протяженности контактов в результате растворения по границам зерен увеличивает и контактные площадки между зернами, что также уменьшает величину напряжений и их концентрацию, вследствие чего прочность песчаников сильно возрастает. Однако процессы такого эпигенетического изменения песчаных пород ограничены определенной величиной давления между контактирующими зернами, необходимой для протекания процесса

растворения. С течением времени давление будет уменьшаться из-за возрастания поверхности соприкосновения и растворение прекратится. Кроме того, с увеличением глубин возрастает давление насыщающей жидкости или газа, которое в свою очередь разгружает скелет породы и уменьшает контактные давления.

По данным А. И. Леворсена [8] в чистых кварцевых песчаниках эксплуатационных скважин глубиной свыше 4500 м не обнаружено никаких признаков трещиноватости зерен.

Как показали исследования по уплотнению сухих и насыщенных растворами NaCl девонских песчаников (без порового давления), сцементированных срастанием зерен, кратковременное приложение равномерного всестороннего давления до 7000 кг/см^2 , соответствующего глубине залегания приблизительно 25 км , не приводит к растрескиванию зерен кварца.

Другим возможным фактором, способствующим сохранению пористости в песчаных коллекторах на больших глубинах, является насыщение их углеводородами, препятствующими растворению и переотложению кремнезема [22]. Это предположение находит свое подтверждение, в частности, в более высоких проницаемости и пористости нефтеносной части пластов по сравнению с водоносной [2].

Значительное влияние на изменение пористости оказывает геологический возраст пород [7, 21]. В лабораторных условиях не представляется возможным учесть геологический возраст, однако, как показали экспериментальные исследования образцов, при давлении 1200 кг/см^2 и температуре 100°C более плотная упаковка зерен и несколько бóльшая их трещиноватость наблюдается у образцов, выдержанных в течение более длительного времени под давлением.

Исходя из анализа данных по исследованию уплотнения кварцевых коллекторов, приведенных в настоящей работе, а также экспериментальных исследований и промысловых данных, известных по литературным источникам, можно сделать следующие выводы.

1. В первично пористых песчаниках, которые во время осадконакопления не были сцементированы, уплотнение происходит в основном за счет поворота и смещения зерен, образования трещин и последующего дробления зерен, цементации путем срастания зерен и цементации аутигенными минералами.

Начало образования трещиноватости и дробления зерен несвязанных песков наступает на разных глубинах и определяется главным образом минералогическим составом, формой и размерами зерен песка. Чисто кварцевый песок фракции $0,1\text{--}0,3 \text{ мм}$ начинает разрушаться под действием горного давления на глубинах свыше 1000 м , а песок фракции $0,1\text{--}1,0 \text{ мм}$ — уже на глубинах около 500 м .

2. Экспериментальное уплотнение кварцевого и полевошпатово-кварцевого песка, насыщенного водными растворами NaCl и Na_2CO_3 , при неравномерном всестороннем давлении до 1000 кг/см^2 и температурах до 380°C позволило получить песчаники, уплотненные

в основном смещением и дроблением зерен. Срастание зерен в результате растворения по контактам в отличие от природных песчанников отмечено лишь на небольшом числе зерен у экспериментально деформированного песка. Причем увеличение температуры оказывало больший эффект на растворение зерен, чем увеличение давления.

Экспериментально не удалось получить кварцитовидные песчаники без трещиноватости и дробления зерен вследствие невозможности моделирования физико-динамических условий (постепенное увеличение давления и температуры в течение длительных промежутков времени).

3. Деформационные свойства песчанников, а следовательно, и их коллекторские свойства при высоких давлениях и температурах определяются минералогическим составом цемента:

а) чистые кварцевые песчаники, сцементированные срастанием зерен (аналогичные некоторым разностям девонских песчанников с пористостью до 15—18%), могут сохранить коллекторские свойства при погружении на глубины порядка 10 000 м и больше при благоприятных физико-химических условиях (прекращение при погружении на большие глубины цементации путем срастания зерен и осаждения аутигенных минералов);

б) песчаники, содержащие равномерно распределенный цемент, представленный пластичными минералами (кальцит, гипс, глинистые минералы и т. д.) свыше 15%, не могут иметь достаточно хороших коллекторских свойств на глубинах свыше 5000 м.

§ 2. Анализ результатов петрофизических исследований песчаных пород с глубин от 1500 до 5000 м

Одновременно с экспериментальными исследованиями песчаных коллекторов проводилось петрофизическое изучение песчаных пород из глубоких скважин.

Было проведено сравнительное изучение песчанников терригенной толщи девона с глубин 1500—2000 м (Байтуган, Серноводск, Пугачев 10, Туймазы, Серафимовка, Шкапово), песчанников такатинской свиты девона с глубин 1706—3271 м (Ишимбайский район) и песчанников нижнебавлинской свиты (рифей 7) с глубин 1900—5012 м (Пугачев 10, Серафимовка, Шкапово 740, Шихан 5).

Минералогический и гранулометрический состав зерен как девонских, так и рифейских песчанников является выдержанным. Терригенная толща девона представлена кварцевыми мелкозернистыми песчаниками, такатинская свита — полевошпатово-кварцевыми разно-крупнозернистыми песчаниками и рифейская толща — кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми разно-крупнозернистыми песчаниками. Цементация в исследованных песчаниках была различной, представленной как минералами, так и срастанием зерен.

В песчаных горизонтах девона и в нижнебавлинских песчаных толщах преобладают первично пористые песчаники, обусловленные

слабой и недостаточной цементацией; седиментогенетические и диагенетические минералы (окислы железа, характерные для нижнебавлинской свиты, глинистые и карбонатные минералы, пирит) составляют менее 1—10% и образуют сгустковые типы цемента.

В песчаниках девона цементация эпигенетическими минералами также слабо представлена (минералы эпигенеза — каолинит, кварц, карбонаты, пирит — не превышают 1—3%).

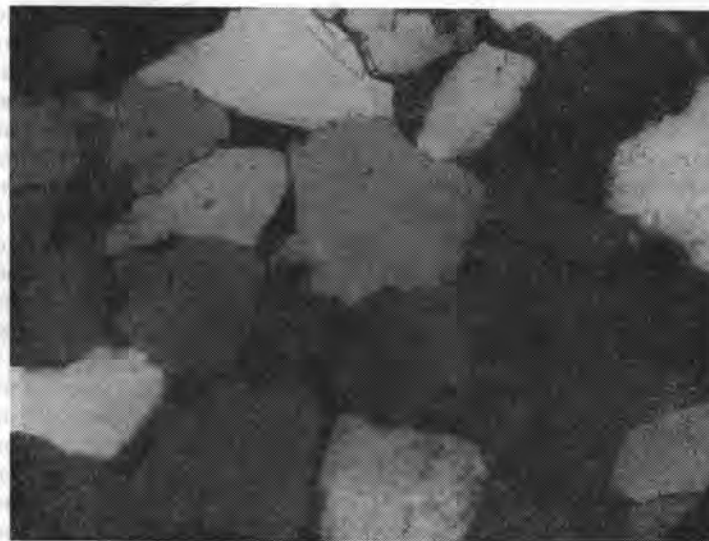


Рис. 94. Кварцевый песчаник со средним срастанием зерен без аутигенного кварца. Пугачев, скв. 10, глубина 1728—1740 м, девон, $\Pi = 18\%$, $k = 620 \text{ мд}$ (увеличение $\times 74$, николи +).

В песчаниках рифея эпигенетические минералы разнообразнее, чем в девонских песчаниках (каолиниты, хлориты, серицит, кварц, карбонаты, сульфаты, сульфиды). Однако выделение этих минералов даже до 30% после образования сильного уплотнения срастанием зерен уже не оказывает существенного влияния на цементацию.

Для первично пористых песчанников как девонского, так и рифейского возраста характерна эпигенетическая цементация срастанием зерен.

При проведении исследований было установлено, что степень цементации срастанием зерен определяет коллекторские свойства девонских песчанников. Сравнительное изучение песчанников девона и рифея показало, что степень цементации и коллекторские свойства определяются возрастом и зависят от глубин залегания и палеотектонических условий.

Песчаникам терригенной толщи девона свойственна слабая и средняя цементация срастанием зерен. Среди исследованных образцов преобладают песчаники со средней цементацией: — 80% образцов с открытой пористостью 10—20% и проницаемостью 100—800 мд (рис. 94). Песчаники со слабым срастанием зерен и свойственными им высокими значениями пористости (20—27%) и проницаемости (800—2000 мд) имеют подчиненное значение (20% образцов).

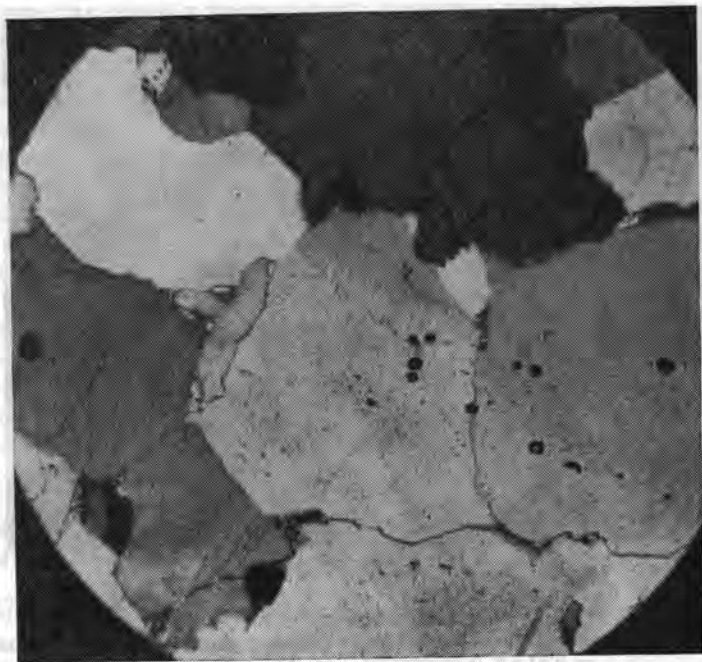


Рис. 95. Кварцевый песчаник с очень сильным срастанием зерен. Шихан, скв. 5, глубина 3918—3919 м, рифей, $\Pi = 0,75\%$, $k = 0,1$ мд (увеличение $\times 90$).

На примере песчаных пород терригенной толщи девона не удалось наблюдать влияния глубины залегания на уменьшение коллекторских свойств. Это позволило заключить, что увеличение глубины залегания на 700 м (1500—2200 м) недостаточно для того, чтобы увеличить степень цементации и уменьшить коллекторские свойства.

Только в скважинах Байтугана и Серноводска песчаники терригенной толщи девона сильно и очень сильно сцементированы срастанием зерен (80—100% длинных контактов между зернами). Однако это, по-видимому, вызвано не глубиной залегания (1600—2200 м), а интенсивной палеотектонической деятельностью.

Для песчаников такатинской свиты в Ишимбайском районе установлено, что с увеличением глубины залегания повышается количе-

ство длинных контактов срастания зерен и растет трещиноватость зерен. Увеличение срастания зерен с ростом глубины от 1706 м (скв. 5 Шихан) до 3271 м (скв. 19 Воскресенская) вызвало заметное снижение пористости на 3% (в среднем с 8 до 5%) и проницаемости на 90 мд (в среднем с 370 до 280 мд). Можно подсчитать, что такатинские песчаники утратили бы коллекторские свойства, если бы они погрузились на глубину в 4 раза большую, т. е. на глубину около 8000 м.

Для мелкозернистых песчаников терригенной толщи девона Волго-Уральской области зоной полного уплотнения следует считать глубину меньше 8000 м, что подтверждают исследования П. А. Карпова в Волгоградском Поволжье [6].

Песчаники рифея на глубинах от 1900 до 5012 м во всех изученных разрезах отличаются сильным срастанием зерен, что значительно уменьшило их пористость и проницаемость. Так, в скв. 10 Пугачевская и скв. 5 Шихан рифейские песчаники стали кварцитовидными (100% длинных контактов срастания зерен) и практически непроницаемыми (рис. 95). В скв. 740 Шкаповская на глубинах 3000—4000 м сильное, но не полное срастание зерен (95% длинных контактов) обусловило сохранение лишь незначительной пористости (до 2%) и проницаемости (до 50 мд), а на глубинах 4000—5012 м при очень сильном срастании зерен (100% длинных контактов) песчаники практически превратились в непроницаемые ($< 0,1$ мд). На Серафимовской площади песчаники нижнебавлинской свиты (2057—2335 м) сильно, но не полностью сцементированы срастанием зерен, вследствие чего сохранилась некоторая пористость (до 3%) и проницаемость (до 90 мд).

Рассмотренные данные петрофизического изучения песчаных коллекторов девонского и рифейского возрастов в Волго-Уральской области показали следующее.

1. Коллекторские свойства песчаников в первую очередь зависят от их возраста. Главной причиной резкого ухудшения коллекторских свойств и увеличения уплотнения от срастания зерен песчаников нижнебавлинской свиты является их древний возраст.

2. В отличие от геологического возраста увеличение глубины залегания не вызывает резкого уменьшения коллекторских свойств песчаников; оно приводит к постепенному понижению этих свойств, которое улавливается лишь при значительном углублении.

Установленное постепенное влияние глубины залегания позволяет положительно оценивать коллекторские свойства песчаников (кроме допалеозойских) на значительных глубинах.

3. Сравнение разновозрастных песчаников, в нашем случае песчаников девона и рифея, показывает, что более древние и глубоко залегающие песчаники характеризуются более интенсивным уплотнением и цементацией и более низкими коллекторскими свойствами.

4. В районах с интенсивной тектонической деятельностью определяющее влияние геологического возраста на коллекторские свойства песчаных пород и зависимость их от глубины залегания четко не выражены, так как уплотнение пород обусловлено палеотектоникой.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ
ПОРИСТЫХ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ
НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Практическая целесообразность разработки нефтяных и газовых месторождений на глубинах свыше 4500—5000 м обусловлена возможностью сохранения высоких коллекторских свойств пород на больших глубинах. Бурение глубоких скважин в США пока не позволило обнаружить достаточно богатых месторождений нефти и газа на глубинах свыше 5000 м. Однако в связи с ограниченностью имеющихся запасов нефти и газа поисковые работы на больших глубинах продолжаются. Так, в США, начиная с 1953 по 1962 г., было пробурено 1503 скважины глубиной более 4500 м, из них 803 (53,6%) дали промышленные притоки нефти и газа [10]. Это привело к коренному изменению представлений, существовавших до 1920 г., когда считалось, что глубины порядка 2500 м являются предельными для промышленных скоплений углеводородов.

В настоящее время самая глубокая продуктивная скважина дает нефть с глубины 6100 м (США, Новый Орлеан). Песчаные пласты, содержащие нефть и газ, на глубинах свыше 5000—6000 м обнаружены несколькими сотнями скважин, причем пористость пород этих пластов составляет в среднем 10—20%, а в некоторых случаях достигает 25% [3].

Изменение коллекторских свойств, связанное с погружением осадков, является сложным процессом, на который оказывают влияние геологические условия накопления нефти и газа, давление вышележащих слоев и давление пластовой жидкости, состав насыщающих жидкостей, минеральный состав, размеры и сортировка зерен вмещающих пород, температура, время, вторичные тектонические процессы.

Рассмотрим геологические предпосылки возможности нахождения на больших глубинах структур, благоприятных для скопления углеводородов.

Последние геофизические исследования, в частности, показывают, что складчатость в глубоких осадочных бассейнах сохраняется вплоть до фундамента, который залегает на различных глубинах до 12 000 м и более. Причем во многих случаях углы падения пластов с глубиной даже увеличиваются. Таким образом, вероятность обнаружения благоприятных ловушек для нефти и газа на больших глубинах геофизическими исследованиями доказана.

Другим не менее важным фактором является возможность сохранения достаточно высоких коллекторских свойств пород на больших глубинах. Под действием веса вышележащих пород непрерывно изменяется расположение зерен, которое приводит к более плотной упаковке. Такое гравитационное уплотнение на глубине до 1500—2000 м уменьшает пористость на 5—15% по абсолютной величине [14]. При дальнейшем повышении давления и температуры уплотнение могло бы возрастать за счет дробления зерен и их переориентировки. Однако следует учитывать, что на глубинах свыше 1500—2000 м песчаники, как правило, приобретают вторичную структуру порового пространства, возникающую в результате воздействия на сформировавшийся осадок давления, вызывающего растворение зерен в местах контактов, а следовательно, рост площади контактов между зернами.

Таким образом, дальнейшее уплотнение будет определяться в первую очередь характером взаимодействия по контактам между зернами.

Микроскопические исследования песчаников с различных глубин [23] позволяют подразделить такие контакты по морфологическому признаку на несколько типов. До глубины 1500 м характерны точечные (тангенциальные) и удлиненные контакты. Последние образуются в том случае, когда соприкосновение происходит по отрезку ограничивающего их контура. Для песчаников, залегающих на больших глубинах, характерны выпукло-вогнутые и сутурные контакты. Такие контакты возникают в результате растворения в точках соприкосновения зерен или же вследствие пластической деформации пластичных минералов. Уплотнение песчаников, обусловленное развитием выпукло-вогнутых и сутурных контактов, приводит к уменьшению концентрации напряжений по границам между зернами и прекращению растворения.

Кроме того, с увеличением глубины повышается поровое давление насыщающей жидкости, что также уменьшает концентрацию напряжений на границах зерен. При насыщении пор горных пород пластовыми жидкостями напряженное состояние породы можно представить в следующем виде:

$$\sigma'_0 = \sigma_0 - \eta p_n, \quad (57)$$

где p_n — пластовое давление; η — безразмерный коэффициент, зависящий от пористости и проницаемости породы, а также от вязкости жидкости.

Экспериментально установлено [9, 16], что коэффициент η меняется от нуля для плотных непроницаемых пород до единицы для пористых и проницаемых пород.

Таким образом, пластовое давление уменьшает концентрацию напряжений в местах контактов, вследствие чего пористость насыщенных рыхлых пород будет снижаться в меньшей степени, чем более плотных и малопроницаемых пород.

Как показывают промысловые наблюдения [9], крупные скопления нефти и газа с аномально высокими пластовыми давлениями в сводах глубоких структур представляют собой как бы упругие «желваки». Песчаные коллекторы в сводах таких структур не уплотнены или слабо уплотнены по сравнению с приконтурными частями залежей на периферии складок, где пластовые давления меньше. Последний фактор, по-видимому, является одной из причин отсутствия трещиноватости в зернах рыхлых нефтеносных песчаников на больших глубинах. Так, например, в нефтеносных слабо связанных песчаниках Западной Туркмении (Окарем, Камышаджа) с аномально высокими пластовыми давлениями на глубинах свыше 3000 м не обнаружено трещиноватых зерен. Кроме того, коллекторские свойства песчаных пород в значительной степени определяются также и их геологическим возрастом. Как уже отмечалось ранее, более древние песчаные породы при одинаковых глубинах и геологических условиях залегания обладают и более низкими коллекторскими свойствами. Вследствие этого возможность нахождения нефтегазоносных коллекторов более вероятна в молодых отложениях.

Однако влияние геологического возраста пород на коллекторские свойства может быть завуалировано другими факторами, как например, присутствием примесей пластичных минералов или более высоким температурным градиентом. Из экспериментальных и геологопромысловых данных известно, что чистые хорошо отсортированные кварцевые породы имеют наиболее высокую первоначальную пористость и сохраняют ее при погружении в большей степени, чем породы, содержащие примеси других минералов, которые, как правило, менее прочны и часто более пластичны.

При сравнимом составе песчаников наиболее важным фактором, оказывающим влияние на уменьшение пористости, является температура. Как показали проведенные исследования, пористость песчаников на глубинах 6000 м в молодых отложениях может быть меньше пористости песчаников из более древних отложений, если первые характеризуются более высокими температурными градиентами [22].

Необратимые изменения пористости могут происходить также при тектоническом образовании складок в условиях глубокого залегания пластов, о чем можно косвенно судить по результатам экспериментальных исследований в условиях неравномерного всестороннего сжатия [21]. Из этих данных следует, что при давлениях, соответствующих глубинам менее 3000 м, с увеличением деформации породы пористость увеличивается на несколько процентов, а на глубинах 3000—3500 м остается постоянной. При дальнейшем увеличении глубин свыше 3500 м в процессе деформирования пористость уменьшается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдусин П. П. Структура коллекторов нефти. Изв. АН Азерб. ССР, вып. II, 6, 1947.
2. Аладатов Г. М. Комплексное изучение пород-коллекторов палеоценового флиша Западной Кубани. Совещание по вопросам изучения коллекторов нефтяных и газовых месторождений. Изв. АН СССР, 1958.

3. Байдюк Б. В., Шрейнер Л. А. Расчет устойчивости горных пород в скважинах. В сб. «Вопросы деформации и разрушения горных пород при бурении». ГОСИНТИ, 1961.
4. Добрынин В. М. Физические свойства нефтегазовых коллекторов в глубоких скважинах. Изд-во «Недра», 1965.
5. Донабедов А. Т. Об изучении физических свойств пород угленосных бассейнов СССР. Советская геология, № 9, 1947.
6. Карпов П. А. Некоторые закономерности изменения пористости терригенных пород в зависимости от глубины залегания (на примере девонских отложений Волгоградской области). Литология и полезные ископаемые, № 5, 1964.
7. Комаров В. А., Постников Д. В. Влияние геологического возраста и глубины залегания на коллекторские свойства песчаных пород. ДАН СССР, т. 159, вып. 1, 1964.
8. Леворсен А. И. Геология нефти. ГОНТИ, 1958.
9. Новоселецкий Р. М. Закономерности уплотнения коллекторов в месторождениях с большим этажом нефтегазоносности. НТС Нефтяная и газовая промышленность, № 2, Киев, 1962.
10. Назаретов М. Б. Сверхглубокие скважины мира. Нефт. хоз., № 10, 1963.
11. Прошляков Б. К. Зависимость коллекторских свойств от глубины залегания и литологического состава пород. Геология нефти и газа, № 12, 1960.
12. Фотиади Э. Ю. О зависимости пористости и плотности пород осадочного покрова от глубины их залегания. Геология нефти, № 4, 1957.
13. Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. К вопросу об изменении пористости песчаных пород с глубиной. ДАН СССР, т. 144, вып. 2, 1962.
14. Энгельгард В. Поровое пространство осадочных пород. Изд-во «Недра», 1964.
15. Якушев В. П., Смирнова Н. В. Результаты экспериментов по уплотнению и цементации песчаных коллекторов. Сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
16. Brand H. A. A study of the speed of sound in porous granular media. Trans. ASME, vol. 22, 1955.
17. Gilbert C. M. Cementation of some California tertiary reservoir sands. J. Geol., vol. 57, No 1., 1949.
18. Handin J., Hager R. V., Fridman M., Feather S. N. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 47, No 5, 1963.
19. Maxwell I. C., Verrall P. Low porosity may limit oil in deep sands. World oil, vol. 138, No 5, 1954.
20. Maxwell I. C. Experiments of compaction and cementation of sand. Mem. Geol. Soc. Amer., vol. 79, 1960.
21. Maxwell I. C. Influence of depth, temperature and geological age on porosity of quartzose sandstones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 48, No 5, 1964.
22. Lowry W. D. Factors in loss of porosity by quartzose sandstones of Virginia. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 40, No 3, 1956.
23. Taylor J. M. Pore-spase reduction in sandstones. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 34, No 4, 1950.
24. Waldschmit W. A. Cementary materials in sandstones and their influence on migration of oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 25, No 10, 1941.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ БУРЕНИИ СКВАЖИН

Глава XVII

МЕТОД ВДАВЛИВАНИЯ ШТАМПА КАК ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ОЦЕНКИ БУРИМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. Оценка буримости горных пород

Буримость горных пород, под которой обычно понимается механическая скорость, а иногда еще и проходка на долото, относится к числу основных факторов, определяющих производительность труда при проводке нефтяных и газовых скважин.

Как механическая скорость, так и проходка зависят от ряда факторов, которые определяют проектный режим бурения скважины. Анализ влияния различных факторов показывает, что один из них — механические свойства горных пород — по отношению к другим факторам является определяющей величиной. Отсюда следует одна из важнейших задач горно-нефтяной науки и буровой техники — установление комплекса достаточно общих, но вместе с тем и конкретных характеристик сопротивляемости горных пород при бурении, позволяющих производить выбор наиболее эффективных режимов разрушения пород, проектирование разрушающего инструмента и привода к нему.

При помощи выбранных характеристик при разработке технологического режима проводки скважин должны, например, определяться такие параметры режима бурения, как нагрузка на разрушающий инструмент, скорость его вращения (при вращательном бурении) или число ударов (при ударных видах бурения), качество и расход промывочного раствора и др.

В различное время предлагались разные способы характеристик горных пород (сопротивляемость царапанию по Моосу, коэффициент крепости по Протодяконову и др.), на основании которых (по отношению их к буримости) делались попытки классификации горных пород. Однако, поскольку указанные характеристики отражают сопротивление пород при частных видах испытаний, далеких от чрезвычайно сложных условий в месте контакта бурильного инструмента с породой, такие попытки не оказали заметного влияния на практику бурения. При создавшемся положении специалистами-практиками устанавливались в разных районах свои опытные характеристики на основании данных по механической скорости проходки пород распространенным инструментом при данном способе бурения. Следовательно, специалисты-практики пошли по грубо статистиче-

скому пути. В результате такого подхода породы геологического разреза месторождений делились обычно на несколько условных классов, например крепкие, твердые, средние и мягкие, по отношению к которым разрабатывались конструкторские и технологические проекты. Ясно, что такой вынужденный путь качественной оценки сопротивления пород не представляет возможностей для активного влияния на прогресс в развитии теории и техники бурения.

Ввиду сложности бурового процесса применение современных, аналитических методов не позволяет достаточно точно рассчитывать механические характеристики, поэтому естественным является использование методов моделирования. В связи с этим возможны два пути: 1) моделирование всего процесса бурения; 2) моделирование основного, определяющего акта указанного процесса с последующим учетом поправок на влияние других факторов.

Первый путь предполагает бурение в моделируемых условиях блоков горных пород микродолотами различных видов с целью установления наиболее эффективной геометрии для долот нормальных размеров. Однако непосредственное сравнение данных по бурению горных пород в одних и тех же условиях микродолотами (диаметр 32 мм) и долотами нормальных размеров (121 мм) обнаружило их различную производительность и трудность экстраполяции [22, 36]. Здесь оказывает влияние масштабный фактор, являющийся в настоящее время немоделируемой величиной.

Бурение в моделируемых условиях долотами нормальных размеров устраняет этот недостаток, но не позволяет решить основной вопрос — установить оптимальные показатели режима разрушения, определение которых связано с учетом влияния механических свойств горных пород на их буримость. Только знание этих показателей может обеспечить научно обоснованное конструирование долот.

Бурение же в моделируемых условиях может служить для проверки правильности теоретических концепций, заключенных в данную конструкцию долота и выбранный режим бурения.

С этой точки зрения более выгодным является второй путь, при котором в качестве основных приняты характеристики процесса вдавливания — элементарного акта, определяющего большинство технологических процессов разрушения при бурении. При этом методе из всей сложной работы шарошечного долота выделяется одиночный акт вдавливания в породу зубца, который заменяется цилиндрическим штампом с плоским основанием. Такое кажущееся упрощение процесса позволяет связать поведение породы при бурении с ее прочностью и пластичностью, а также с влиянием фактора времени и среды в однозначной форме. Указанный метод был предложен проф. Л. А. Шрейнером [27, 28] и в настоящее время широко распространен в ряде отраслей горнодобывающей промышленности. Поскольку все материалы по данному методу широко опубликованы [24, 27, 28, 30, 32, 33], в настоящей книге главное внимание уделено более углубленному рассмотрению отдельных вопросов, связанных с механизмом поведения пород при вдавливании и с перспективами

применения метода вдавливания как технологического метода по оценке буримости горных пород. Это тем более необходимо, поскольку сейчас нет другого метода подобного назначения.

Применяемые в горнодобывающей промышленности механические методы разрушения горных пород породоразрушающим инструментом основаны на двух основных видах силового воздействия на породу: вдавливания и резания.

Процесс вдавливания является основным процессом в ударном, дробовом и шарошечном бурении. Так, при бурении трехшарошечными долотами перекатывание шарошек по забою сопровождается вдавливанием зубцов в породу, при котором осевая нагрузка передается через небольшие контактные площадки зубцов. Следовательно, бурение в этом случае заключается в определенном сочетании множества элементарных актов вдавливания.

Анализ данных промышленного бурения (ударного и вращательного шарошечными долотами) [16, 23] позволил в ряде случаев даже количественно оценить роль вдавливания в сложном процессе бурения пород. При ударном бурении объем породы, разрушенной в результате вдавливания, а следовательно, и энергия, затраченная на разрушение, составляет 80—90%. Для вращательного бурения шарошечными долотами эти величины не подсчитывались, однако значения скоростей бурения, рассчитанные по результатам вдавливания, хорошо совпадают с промысловыми данными по бурению тех же пород, что подтверждает большую роль вдавливания в этом процессе [24].

Резание играет значительную роль при бурении лопастными долотами. Однако даже при бурении долотом режущего типа вдавливание является первичным процессом, поскольку долото сначала под действием статической нагрузки вдоль оси погружается в породу и только затем при своем вращении скалывает породу вдоль плоскости забоя. Анализ показывает [14, 21], что при бурении долотами режущего типа преодолевается как сопротивление породы вдавлыванию, так и сопротивление скалыванию (сдвигу).

В последнее время высказывается точка зрения, согласно которой процессы, происходящие при работе инструмента чисто режущего типа, близки к имеющим место при вдавлывании. В связи с этим считается, что данные вдавлывания штампа могут быть использованы при разработке ряда вопросов теории резания горных пород и углей.

Следовательно, вдавливание является основной составной частью в ряде технологических процессов разрушения горных пород, и одной из основных задач является установление связи его характеристик с параметрами указанных процессов, для чего необходимо в первую очередь выявить природу указанных характеристик.

§ 2. Механизм деформирования и разрушения пород при вдавлывании

Метод вдавлывания в породу плоского цилиндрического штампа дает возможность получить диаграмму деформации $P-e$, а также форму и размеры зоны разрушения (первичные данные).

Последующая обработка этих данных позволяет определить комплекс характеристик механических свойств горных пород, который затем можно применять для оценки поведения пород при бурении шарошечными и другими типами долот (см. главу XIX).

Однако в последние годы метод вдавлывания штампа начали применять не только для сравнительной оценки механических свойств пород, но и для специального исследования процесса разрушения горных пород при бурении. В связи с этим первостепенное значение приобрел вопрос о механизме деформации и разрушения пород при вдавлывании штампа.

Представление о механизме деформации пород под штампом, изложенное в ряде работ автора данного метода проф. Л. А. Шрейнера [28, 30], в настоящее время требует определенного уточнения.

В литературе имеются точные решения упругой задачи о вдавлывании цилиндрического штампа с плоским основанием как при упрощающем предположении о равномерном распределении контактного давления под штампом [38], так и при соблюдении условия истинного распределения [41].

Из решения, предложенного Снеддоном, следует, что благодаря резкой концентрации напряжений в породе под кромкой штампа уже в начальной стадии процесса вдавлывания развивается локальная кольцевая микрizona предельного состояния. Возникновение и развитие этой микрзоны приводят к выравниванию контактного давления под штампом. Поведение полупространства при дальнейшем вдавлывании может быть описано с помощью решения Лява. Однако кольцевая микрizona предельного состояния, расположенная непосредственно под кромкой штампа, исключается из упругого анализа. Пользуясь симметрией напряженного состояния, можно ограничиться рассмотрением лишь одной из половин полупространства.

На рис. 96 приведены подсчитанные по данным решения Лява изолинии распределения в упругом полупространстве под штампом значений $\frac{\tau_0}{P} \pi a^2$ (пунктирные линии) и $\frac{\tau_0}{\sigma_0}$ (сплошные линии), где P — нагрузка на штамп, a — радиус штампа. Изолинии $\frac{\tau_0}{\sigma_0}$ характеризуют вероятность пластического или хрупкого сдвига в горной породе при объемно-напряженном состоянии.

Как видно из рис. 96, в упругом полупространстве достаточно четко выделяется геометрическое место перегиба изолиний, обозначенное толстой пунктирной линией, которое разделяет полупространство на две самостоятельные области. Справа от этой линии располагается область *I* меньшей, а слева область *II* большей вероятности наступления предельного состояния породы. В дальнейшем область *I* будем называть «матрицей», а область *II*, расположенную под площадкой контакта, «деформируемым объемом».

Сравнение изолиний $\frac{\tau_0}{P} \pi a^2$ и $\frac{\tau_0}{\sigma_0}$ показывает, что наименьшая величина всестороннего сжатия для каждой изолинии $\frac{\tau_0}{P} \pi a^2$

отмечается у оси симметрии штампа. Следовательно, зона пластического или хрупкого сдвига в «деформируемом объеме» зарождается у оси симметрии. При дальнейшем повышении нагрузки на штамп зона приобретает серповидную форму (см. пунктирную зону на рис. 96). Дальнейшее вдавливание связано с «утолщением» серповидной зоны в результате постепенного вовлечения в процесс пластического или хрупкого сдвига (в зависимости от свойств пород при данном σ_0)

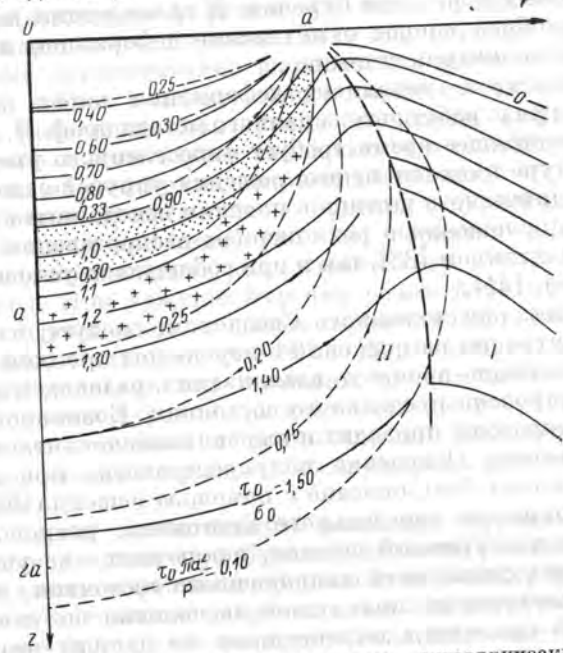


Рис. 96. Изолинии касательных октаэдрических напряжений $\frac{\tau_0 \pi a^2}{P}$ и отношений $\frac{\tau_0}{\sigma_0}$ в полупространстве при вдавливании.

все большей части «деформируемого объема». Наличие пластического «серпа» в породе экспериментально доказано Н. Н. Павловой и Л. А. Шрейнером [17, 18] для условий динамического вдавливания в широком диапазоне скоростей нагружения.

Процесс возникновения и развития зоны предельного состояния в «деформируемом объеме» сопровождается непрерывным увеличением бокового распора на упругую «матрицу», которая в конечном итоге разрушается с образованием лунки общего выкола. Таким образом, можно провести грубую аналогию между характером рассматриваемого выше процесса вдавливания и испытанием образцов по методу Адамса-Никольсона (см. § 2 главы II).

Из сказанного выше можно сделать вывод, что после зарождения зоны предельного состояния в «деформируемом объеме» определя-

ющим становится противодействие «матрицы» развивающемуся боковому распору. Существенную помощь при выяснении механизма данного противодействия оказывает изучение картины распределения растягивающих главных нормальных напряжений в упругом полупространстве при вдавливании. На рис. 97 дано такое распределение, построенное на основании данных решения Лява. На правой половине рис. 97 тонким пунктиром проведены изолинии растягивающих тангенциальных напряжений, сплошные изолинии показывают распределение растягивающих напряжений, названных условно «радиальными». Последние направлены перпендикулярно к отрез-

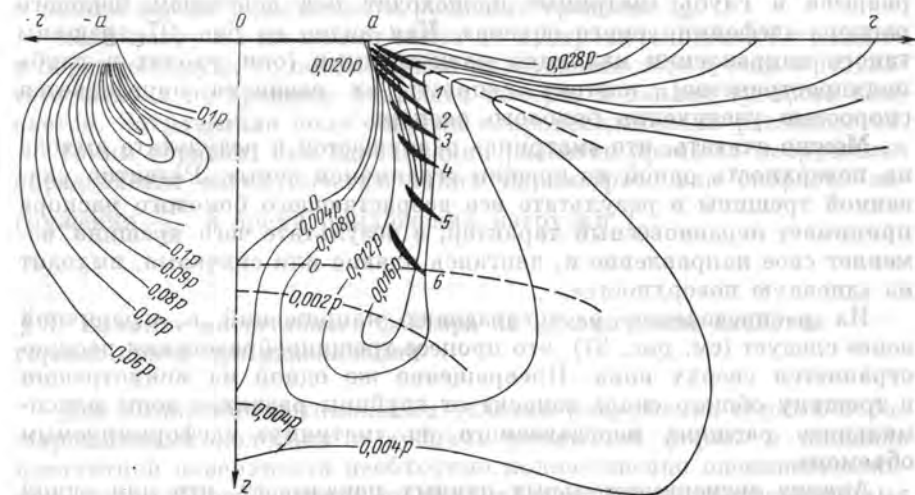


Рис. 97. Изолинии растягивающих главных нормальных напряжений в полупространстве при вдавливании.

кам толстых сплошных линий 1—6, которые, следовательно, совпадают с направлением возможных трещин. На левой половине рис. 97 дано распределение приведенных растягивающих напряжений σ_{II} , действующих в направлении «радиальных» напряжений. В соответствии с выражением (34) эти напряжения приводят к возникновению трещин отрыва. Предельная их величина резко увеличивается с ростом напряжений σ_1 , которыми в рассматриваемом случае являются «радиальные» напряжения.

Из рис. 97 видно, что максимумы напряжений σ_{II} и «радиальных» напряжений не совпадают. Максимум напряжений σ_{II} наблюдается в области, в которой «радиальные» напряжения отрицательны. Учитывая резкую зависимость σ_{II} от σ_1 (см. рис. 28), можно ожидать, что зона трещинообразования будет смещена в сторону положительных значений «радиальных» напряжений. Анализ показывает, что при вдавливании образуется зона максимальной вероятности трещинообразования, которая приблизительно совпадает с рассмотренной выше границей между «деформируемым объемом» и «матрицей».

Следовательно, «деформируемый объем» охватывается веером микротрещин, уходящих в «матрицу». В дальнейшем отмеченную зону удобно назвать «граничной зоной трещинообразования». Зарождение в ней микротрещин, как показывают расчеты, происходит не позже начала зарождения серповидной зоны внутри «деформируемого объема».

Таким образом, вдавливание штампа в породу сопровождается развитием двух взаимосвязанных процессов — развитием зоны пластического или хрупкого сдвига внутри «деформируемого объема» и трещин разрыва в «граничной зоне». Распространение трещин разрыва в глубь «матрицы» происходит под действием бокового распора «деформируемого объема». Как видно из рис. 97, трещины такого направления являются равновесными (они уходят в глубь полупространства), поэтому скорость их развития определяется скоростью увеличения бокового распора.

Можно считать, что «матрица» разрушается в результате выхода на поверхность одной из трещин «граничной зоны». Развитие указанной трещины в результате все возрастающего бокового распора принимает неравновесный характер, в результате чего трещина изменяет свое направление и, двигаясь плавно или скачками, выходит на «дневную поверхность».

Из распределения растягивающих напряжений в «граничной зоне» следует (см. рис. 97), что процесс трещинообразования распространяется сверху вниз. Превращение же одной из микротрещин в трещину общего скола зависит от глубины развития зоны максимального распора, передаваемого на «матрицу» «деформируемым объемом».

Анализ экспериментальных данных показывает, что для одной и той же породы при статическом нагружении штампа и прочих равных условиях трещина общего скола зарождается приблизительно на одной и той же глубине (колебания могут быть связаны только со структурной неоднородностью породы). При динамическом нагружении, особенно с большими скоростями, эта трещина может потерять свою определяющую роль, потому что в связи с быстрым нарастанием уровня напряжений одновременно получают развитие и другие, иногда более «глубокие» микротрещины «граничной зоны». Развитие каждой из них должно сопровождаться скачкообразным падением нагрузки на диаграмме нагрузка — глубина вдавливания.

Благодаря отмеченной особенности при динамическом вдавливании в полупространстве накапливается значительно большая энергия деформации, чем при статическом, что в конечном итоге увеличивает энергоемкость процесса.

Рассмотренная выше модель процесса вдавливания основывается на большой роли «граничной зоны трещинообразования». Гидростатическое давление столба промывочной жидкости при бурении, создавая дополнительную нагрузку на свободной поверхности забоя, препятствует образованию и развитию указанной зоны. Это приводит

к увеличению энергии, приходящейся на пластическую деформацию «деформируемого объема».

В отличие от единичного акта процесса статического вдавливания, при котором, как правило, получает развитие одна из трещин, при акте динамического вдавливания могут одновременно развиваться две трещины и больше. При этом на диаграмме деформации должны наблюдаться характерные падения и нарастания нагрузки (скачки разрушения).

Из рис. 97 видно, что чем больше номер трещины, тем больше объем V выкалываемой породы и, следовательно, больше энергия E_n и полное время равновесного развития трещины t_m .

Если нагрузка на штамп снята до превращения данной трещины в неравновесную, то общая лунка разрушения образуется в результате выкола по трещине меньшего номера, а данная трещина смыкается. Затраченная доля энергии непроизводительно рассеивается.

Таким образом, при вдавливании развитие процесса разрушения определяется совокупностью таких параметров, как скорость нагружения $\frac{dP}{dt}$ и время приложения нагрузки t_p .

§ 3. Влияние масштабного фактора на механические свойства горных пород при вдавливании

Для выявления оптимальных условий разрушения горных пород шарошечными долотами с зубцами различной формы и площади контактной поверхности необходимо количественно оценивать влияние масштабного фактора на механические характеристики горных пород.

Размеры напряженной зоны, а следовательно, и зоны разрушения при вдавливании определяются меньшим линейным размером контактной поверхности, в частности при бурении шарошечными долотами — шириной площадки притупления зубцов [16]. Начальное притупление зубцов у шарошечных долот, применяемых для бурения нефтяных скважин, в большинстве случаев равно 1—2 мм, при этом по мере износа величина его возрастает.

Влияние масштабного фактора исследовалось при статическом вдавливании на приборе УМГП-3 и гидравлическом прессе ГМС-5 штампами, диаметр которых изменялся от 1 до 10 мм. Изготовление, подготовка образцов пород, а также обработка результатов испытаний проводились по известной методике, разработанной ранее [30, 33].

Поскольку под штампом в породах создается неоднородное всестороннее сжатие, способствующее возникновению пластической деформации, представляло интерес изучить влияние масштабного фактора на величину деформированных зон при вдавливании.

Исследования зон пластической деформации при вдавливании штампов различного диаметра в мрамор, ангидрит и каменную соль

проводили на аншлифах, плоскости которых проходили через ось симметрии вдавливаемого штампа.

Для выявления пластических зон применяли метод γ -облучения [18, 28, 31]. Облучение проводили в Физико-химическом институте им. Карпова при помощи кобальтового источника при дозе облучения для мрамора 17 Mr, а для каменной соли 3 Mr.

При облучении γ -лучами пластически деформированного ангидрита оказалось, что изменения окраски не наблюдается [37]. Вследствие этого был применен люминесцентный метод. Люминесцентная дефектоскопия позволяет обнаруживать различные дефекты, в том числе и тонкие трещины на поверхности различных материалов, в частности бетонов [12, 13]. Так как в горных породах пластическая деформация часто сопровождается дроблением зерен с образованием большого числа трещин, то можно было ожидать, что пластически деформированная зона будет отличаться по интенсивности свечения от окружающей поверхности.

В проведенных предварительных опытах в качестве люминесцентной жидкости применяли 1%-ный раствор битума в керосине [26]. Поверхность аншлифа пропитывали этой жидкостью в течение 15—20 мин, а затем ее избыток удаляли с поверхности промывкой смесью спирта с ацетоном в отношении 1 : 1. Источником света служила кварцево-ртутная лампа ПРК-2.

Влияние масштабного фактора при вдавливании в отличие от одноосного сжатия имеет характерные особенности. Одна из них связана с тем, что в этом случае размер деформируемого объема соизмерим с ячейками микроструктуры — зернами минералов, слагающих горные породы.

Силы связи по границам зерен у горных пород значительно слабее сил связи в кристаллической решетке минералов [27]. Поэтому в породе имеется разветвленная система поверхностей пониженного сцепления, оказывающих определенное влияние на проявление масштабного фактора при вдавливании.

При вдавливании штампа возможны следующие случаи: диаметр штампа значительно больше размера зерен, соизмерим с размерами зерен, значительно меньше размеров зерен.

Для каждого соотношения размеров зерен с размером штампа поведение горных пород при вдавливании будет различным. Так, в первом случае будет измеряться агрегатная твердость, в третьем — твердость породообразующих минералов, во втором — промежуточная между агрегатной твердостью и твердостью минералов.

Другая особенность, отличающая вдавливание от одноосного сжатия, заключается в том, что при вдавливании под штампом в породах создается всестороннее сжатие, способствующее возникновению пластической деформации. При этом в зависимости от степени развития пластической деформации в процессе участвует больший или меньший объем породы, а следовательно, большее или меньшее число зерен. Это также необходимо учитывать при изучении влияния масштабного фактора.

Результаты проведенных исследований влияния масштабного фактора на механические свойства пород при вдавливании представлены в табл. 30 и на рис. 98.

Из данных табл. 30 и рис. 98 следует, что основные характеристики горных пород — твердость, предел текучести, коэффициент пластичности и объемная работа разрушения — слабо зависят от масштабного фактора при вдавливании штампов диаметрами от 1,5 до 10 мм. В то же время при вдавливании штампов менее 1,5 мм твердость, предел текучести и объемная работа разрушения увеличиваются, т. е. в диапазоне малых диаметров штампа наблюдается существенное влияние масштабного фактора.

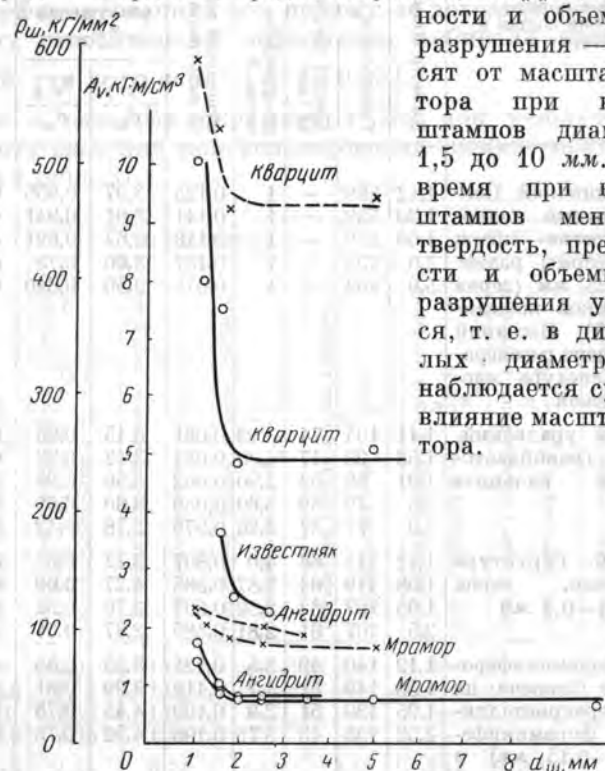


Рис. 98. Зависимость твердости $p_{ш}$ (обозначено сплошной линией) и объемной работы разрушения A_v (обозначено пунктирной линией) различных пород от диаметра штампа $d_{ш}$.

Аналогичные данные были получены ранее Н. Н. Павловой при вдавливании сфер диаметром от 1,57 до 10 мм в различные горные породы [16] и О. П. Петровой при определении зависимости твердости от диаметра штампа [30], а также другими исследователями [5, 15, 19].

При испытаниях были установлены некоторые закономерности изменения размеров зон разрушения. Так, в частности, оказалось, что отношение диаметра зоны разрушения к диаметру штампа сохраняется приблизительно постоянным для пород с близкими пластическими свойствами. Для хрупких и малопластичных пород оно колеблется в пределах 3—4.

Таблица 30

Наименование породы, минералогический состав и структура	Диаметр штампа $d_{ш}$, мм	Твердость $P_{ш}$, кг/мм ²	Предел текучести P_0 , кг/мм ²	Коэффициент пластичности, k	Отношение деформации до разрушения $\epsilon/d_{ш}$	Отношение диаметра $D_{з.р}$ и глубины $h_{з.р}$ зоны разрушения к $d_{ш}$		Объем лунки V , см ³	Объемная работа разрушения A_V , кг·м/см ³
						$D_{з.р}/d_{ш}$	$h_{з.р}/d_{ш}$		
Кварцит шокшинский. Песчаник кварцевый мелкозернистый. Состав — кварц окатанной формы размером 0,1—0,25 мм (зерна покрыты тонкой железистой пленкой). Песчаник сливной, цемент регенерационный. Текстура массивная, плотная	1,12	589	—	1	0,125	3,97	0,955	0,0041	10,0
	1,20	559	—	1	0,141	3,91	0,941	0,0069	7,97
	1,60	539	—	1	0,118	3,62	0,891	0,0134	7,50
	2,0	453	—	1	0,137	3,60	0,75	0,0132	4,83
	5,0	463	—	1	0,078	3,50	0,840	0,406	5,0
Мрамор белый уральский. Структура гранобластовая, зерна кальцита 0,1—0,3 мм	1,11	104	74	3,98	0,081	3,45	0,85	0,0051	1,27
	1,58	93	47	4,00	0,081	3,42	0,82	0,0157	0,82
	1,91	88	53	3,90	0,062	3,56	0,83	0,0243	0,72
	2,5	79	39	3,60	0,059	3,60	0,69	0,0589	0,73
	5,0	77	37	3,26	0,076	2,78	0,42	1,060	0,42
Мрамор белый. Структура гранобластовая, зерна кальцита 0,1—0,2 мм	1,12	112	66	4,0	0,807	3,72	0,62	0,0055	1,71
	1,58	119	64	2,87	0,588	4,27	0,69	0,0088	1,66
	1,95	107	62	2,59	0,507	2,76	0,52	0,0085	1,26
	2,5	107	61	2,81	0,480	2,87	0,51	0,019	1,30
	5,0	107	61	2,81	0,480	2,87	0,51	0,019	1,30
Известняк фораминиферовый. Порода сложена на 45—48% перекристаллизованными фораминиферами (0,04—0,15 мм) и этой же размерности нематаморфным материалом. Данные фрагменты скрепляются пелитоморфным мелкозернистым кальцитом с незначительной примесью глинистого вещества	1,12	140	49	3,5	0,121	3,55	0,85	0,00498	2,72
	1,58	149	51	4,2	0,114	3,99	0,81	0,0085	3,61
	1,95	130	51	3,9	0,109	4,45	0,78	0,0272	2,47
	2,52	135	43	3,76	0,106	4,52	0,75	0,0559	2,25
	5,0	135	43	3,76	0,106	4,52	0,75	0,0559	2,25
Ангидрит среднезернистый. Состав — ангидрит таблитчатой формы размером 0,01—0,2 мм. Текстура массивная, плотная	1,13	107	68	2,4	0,079	3,84	0,885	0,0036	1,73
	1,62	107	64	2,8	0,067	4,4	0,895	0,0122	0,90
	2,5	102	63	2,2	0,058	4,2	0,707	0,0608	0,87
	3,5	93	55	1,92	0,056	4,3	0,615	1,31	0,79
	5,0	93	55	1,92	0,056	4,3	0,615	1,31	0,79
Каменная соль сложена галитом с примесью глинистых частиц и ангидрита. Средний размер зерен 12,5 мм	2,5	—	5,5	—	0,050	—	—	—	—
	3,46	—	6,0	—	0,050	—	—	—	—
	10,0	—	4,9	—	0,049	—	—	—	—

Отношение глубин зон разрушения и деформации до разрушения к диаметру штампа почти не изменялось при вдавливании штампов диаметрами от 1,5 до 10 мм и увеличивалось при вдавливании штампов менее 1,5 мм.

При изучении влияния масштабного фактора на величину пластически деформированных зон процесс не довели до разрушения, а величину относительной деформации выбирали приблизительно одинаковой для всех пород ($\frac{\epsilon}{d_{ш}} \approx 0,05$).

Данные о размерах окрашенных зон при γ -облучении и зон интенсивного свечения при использовании люминесцентного метода приведены в табл. 31.

Таблица 31

Наименование породы	Диаметр штампа $d_{ш}$, мм	При γ -облучении					При люминесценции				
		отношение диаметра зоны интенсивного окрашивания к $d_{ш}$, $\frac{D_{н.о}}{d_{ш}}$	отношение глубины зоны интенсивного окрашивания к $d_{ш}$, $\frac{H_{н.о}}{d_{ш}}$	отношение диаметра зоны слабого окрашивания к $d_{ш}$, $\frac{D_{с.о}}{d_{ш}}$	отношение глубины зоны слабого окрашивания к $d_{ш}$, $\frac{H_{с.о}}{d_{ш}}$	отношение диаметра зоны интенсивного свечения к $d_{ш}$, $\frac{D_{н.с}}{d_{ш}}$	отношение глубины зоны интенсивного свечения к $d_{ш}$, $\frac{H_{н.с}}{d_{ш}}$	отношение диаметра зоны слабого свечения к $d_{ш}$, $\frac{D_{с.с}}{d_{ш}}$	отношение глубины зоны слабого свечения к $d_{ш}$, $\frac{H_{с.с}}{d_{ш}}$		
Каменная соль	2,5	2,0	1,02	—	—	—	—	—	—	—	—
	3,46	1,73	1,01	—	—	—	—	—	—	—	
	5,0	1,50	1,06	—	—	—	—	—	—	—	
	10,0	1,30	1,10	—	—	—	—	—	—	—	
	5,0	1,30	1,10	—	—	—	—	—	—	—	
Мрамор белый уральский	1,12	1,52	0,71	3,57	1,53	1,16	0,53	3,57	1,52	1,52	
	1,58	1,39	0,63	2,85	1,33	1,14	0,76	2,84	1,35	1,35	
	1,94	1,29	0,62	3,34	1,85	1,08	0,80	3,34	1,85	1,85	
	2,50	1,20	0,68	3,20	3,20	1,04	0,64	3,40	3,40	3,40	
	3,46	1,19	0,66	3,18	3,18	1,06	0,72	3,18	3,18	3,18	
Ангидрит (образец 399)	1,58	—	—	—	—	2,95	1,45	4,43	2,22	2,22	
	1,94	—	—	—	—	2,58	1,38	4,17	1,90	1,90	
	2,5	—	—	—	—	3,0	1,48	4,40	2,20	2,20	
Ангидрит (образец 297)	1,12	—	—	—	—	1,69	1,30	2,45	1,43	1,43	
	1,58	—	—	—	—	1,42	1,09	2,04	1,39	1,39	
	1,94	—	—	—	—	1,29	0,876	2,44	1,52	1,52	
2,5	—	—	—	—	1,28	0,820	2,20	1,37	1,37		

На пластически деформированной каменной соли при люминесцентном методе не было обнаружено никакого свечения, что, по-видимому, объясняется особенностью пластической деформации каменной соли, не сопровождающейся побочными эффектами, в

частности дроблением. На мраморе и ангидрите в этом случае были обнаружены две зоны: зона интенсивного свечения и зона слабого свечения. Зона интенсивного свечения имела ярко-зеленый цвет, а зона слабого свечения была только более светлой, чем общее темное поле остальной поверхности аншлифа. Первая зона, исходя из данных для мрамора при γ -облучении [17, 19, 24, 28, 31], соответствует зоне пластически деформированного материала (окрашенного), которая по форме одинакова, но по размерам несколько меньше. Эта зона одновременно является и зоной наибольшей интенсивности касательных напряжений.

Зона слабого свечения, которая на мраморе охватывает большую площадь, а на ангидрите меньшую, по-видимому, является зоной очень малых остаточных деформаций. Наличие второй зоны при

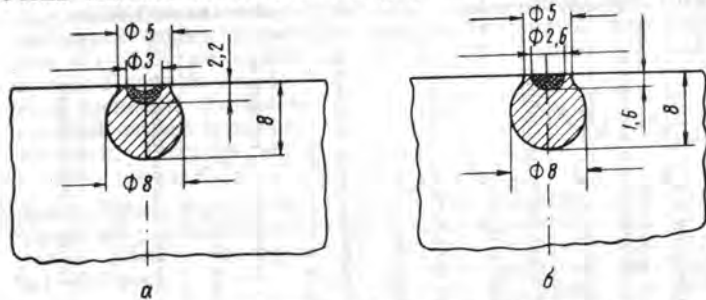


Рис. 99. Форма и размеры зон пластической (остаточной) деформации мрамора, выявленных при помощи γ -облучения (а) и люминесценции (б).

люминесценции заставило обратить тщательное внимание на образцы мрамора, облученные γ -лучами. Оказалось, что вторая зона существует и в этом случае, но она настолько слабо окрашена, что ее трудно отличать от остальной поверхности аншлифа, тем более, что она быстро обесцвечивается при хранении. На аншлифах каменной соли эта зона вообще не была обнаружена.

На рис. 99 схематически приведена форма и даны размеры зон при γ -облучении и люминесценции.

Анализ результатов изучения зон пластической деформации показал, что отношение их диаметра к диаметрам вдавливаемых штампов в диапазоне изменения последних от 1,5 до 10 мм сохраняется постоянным, а в области проявления масштабного фактора (при диаметре менее 1,5 мм) это отношение увеличивается при уменьшении диаметра штампа.

Проведенные исследования показали, что метод люминесцентной дефектоскопии может быть рекомендован для применения при изучении изменений, происходящих в деформируемых горных породах, так как он позволяет получать данные по размерам зон остаточных деформаций для ряда пород, у которых в механизме остаточной деформации преобладают дробление и поворот зерен.

Из полученных результатов следует также, что при определении механических свойств горных пород в условиях вдавливания во избежание влияния масштабного фактора необходимо применять штампы диаметром не менее 1,5—2,0 мм.

ВЛИЯНИЕ ВСЕСТОРОННЕГО СЖАТИЯ
НА МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВДАВЛИВАНИИ

Буримость горных пород с увеличением глубин залегания ухудшается. Вследствие этого для успешного решения комплекса проблем, связанных с бурением на большие глубины, необходимо исследовать механические свойства горных пород и процессы их деформирования в условиях, моделирующих забойные.

В последние годы в Советском Союзе и за рубежом появился ряд теоретических и экспериментальных работ по моделированию элементарных актов разрушения горных пород долотом. Эти исследования проводили при статическом и динамическом вдавливании (в пределах скоростей от 1,5 до 3 м/сек) штампов различной конфигурации как при атмосферном давлении, так и в условиях, приближающихся к забойным [24, 27, 28, 35].

Целью этих исследований являлось количественная оценка влияния каждого из забойных факторов на изменение прочностных свойств пород и характер их деформирования и разрушения.

Для проведения исследований на предварительно напряженных образцах пород были созданы стенды [9, 24, 25, 35] и приставки высокого давления к автоматическому прибору УМП-3 [24].

Напряженное состояние пород во всех экспериментах моделировалось только частично и исследования, как правило, проводились при комнатной температуре.

Анализ этих исследований свидетельствует об увеличении роли пластичности [9, 24, 27] с ростом горного и гидростатического давлений, т. е. с повышением глубин бурения.

С увеличением горного и гидростатического давлений увеличиваются твердость [7, 9, 24] и предел текучести пород. При этом интенсивность изменения этих показателей в значительной мере зависит от свойств пород, а также вязкости жидкости, которая создает гидростатическое давление. Между твердостью и пределом текучести для непроницаемых пород, определенных в атмосферных условиях, и этими же показателями в условиях давлений установлено наличие корреляционных связей [9, 24]. Например, чем меньше твердость и предел текучести пород в атмосферных условиях, тем интенсивнее их увеличение с повышением давления.

В случаях передачи гидростатического давления маловязкими жидкостями на породы сравнительно высокой проницаемости

величина сжатия породы в прилегающей к забою зоне уменьшается в связи с выравниванием порового и гидростатического давлений.

В опытах при динамическом вдавливании клина в пористый известняк людерс (пористость 20%, проницаемость менее 1 мд) влияние всестороннего сжатия достигало максимума при определенных значениях гидростатического давления $P_{гидр}$, обусловленного величиной горного давления $p_{б.г}$ (рис. 100). Дальнейшее увеличение гидростатического давления вызывало уменьшение твердости. При равенстве горного и гидростатического давлений и, очевидно, порового твердость породы становилась близкой к твердости при атмосферных условиях.

Твердость и предел текучести с ростом только горного давления также несколько возрастают.

Результаты экспериментов показывают, что характер разрушения пород в ряде случаев зависит от величины как горного, так и гидростатического давлений [7, 9, 24, 27], хотя определяющим фактором является величина гидростатического давления.

С ростом всестороннего сжатия образцов размеры зон разрушения уменьшаются, и при определенных значениях гидростатического давления у некоторых пород разрушение ограничивается пластическим вдавливанием и выкол породы вообще не происходит. При этом чем

выше пластичность горной породы, тем заметнее влияние всестороннего сжатия. Изменение размеров зон разрушения хорошо согласуется с характером деформирования.

При наложении на образцы пород только горного давления (без гидростатического) было установлено, что с ростом горного давления в ряде случаев размер зон разрушения увеличивается [7, 24]. Это явление возможно вызвано тем, что при экспериментах порода была несколько деформирована в сторону, противоположную движению штампа, но сложность анализа напряжений, вызывающих эти деформации, ограничивает их количественную оценку [7].

В небольшом объеме были проведены исследования совместного влияния всестороннего сжатия до 500 кг/см^2 и температур до 200°C на механические свойства известняков при статическом вдавливании [9]. При постоянной температуре с ростом давления предел текучести и коэффициент пластичности увеличивались. С ростом температуры эти параметры при постоянном давлении понижались.

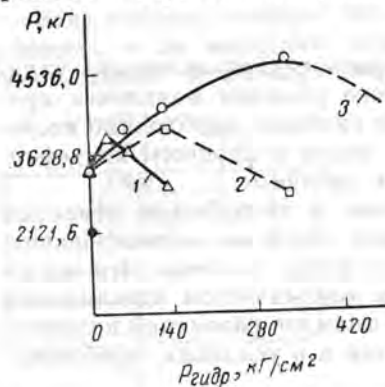


Рис. 100. Изменение величины максимального усилия при внедрении клина в известняк людерс с ростом гидростатического давления при различных значениях бокового давления.

1 — $p_{б.г} = 140 \text{ кг/см}^2$; 2 — $p_{б.г} = 350 \text{ кг/см}^2$; 3 — $p_{б.г} = 700 \text{ кг/см}^2$

§ 1. Методика исследований

Очевидно, что для получения детальных сведений о буримости пород изучаемого разреза необходимо исходить из механических характеристик горных пород в условиях, соответствующих глубине их залегания.

Поскольку с ростом давлений и температур (т. е. глубин) происходит повышение пластических свойств горных пород, то при прочих равных условиях в процессе бурения это должно приводить к большему внедрению зубца долота в породу до момента ее разрушения. Увеличение твердости и пластичности пород с ростом глубин бурения должно вызывать также значительное увеличение осевых нагрузок для осуществления эффективного (объемного) процесса разрушения породы [24, 27], вследствие чего должны возрастать крутящий момент и энергоемкость разрушения горных пород.

Известно, что в условиях, моделирующих забойные, уменьшаются размеры зон разрушения, что должно вызывать уменьшение механической скорости проходки, а следовательно, и проходки на долото.

В настоящем исследовании для количественной оценки влияния забойных факторов на механические свойства горных пород применен разработанный метод моделирования элементарного акта разрушения — метод вдавливания плоского штампа в образцы пород, находящиеся под совместным воздействием горного и гидростатического давлений. Этот метод позволяет исследовать свойства пород при напряженном состоянии, аналогичном испытываемому породой на забое под контактной поверхностью разрушающего инструмента, и определять комплекс показателей механических свойств горных пород: твердость, условный коэффициент пластичности, удельную работу разрушения и др.

Методика исследований включает в себя предварительное изучение минералогического состава и структуры горных пород для их дальнейшей увязки с механическими свойствами, что дает возможность обобщения и распространения результатов испытаний на другие районы, сложенные аналогичными породами [27, 28].

§ 2. Экспериментальная аппаратура

Для изучения прочностных и деформационных характеристик горных пород в условиях всестороннего сжатия сконструирована специальная камера высокого давления, позволяющая испытывать породы при статическом вдавливании штампа непосредственно на приборе УМГП-3.

Камера высокого давления (рис. 101) [24], устанавливаемая на рабочем столике прибора УМГП-3, имела следующие параметры: а) вертикальная составляющая горного давления 3000 кг/см^2 ; б) горизонтальная составляющая горного давления 2000 кг/см^2 ; в) гидростатическое давление 1000 кг/см^2 .

Эти давления позволяют моделировать условия залегания пород до глубин 7000—8000 м. Исследования вели при комнатной температуре. Нагружение штампа и регистрация получаемых показателей в координатах $P-\epsilon$ (P — нагрузка; ϵ — деформация) производилась при помощи автоматического нагружающего и регистрирующего устройств прибора.

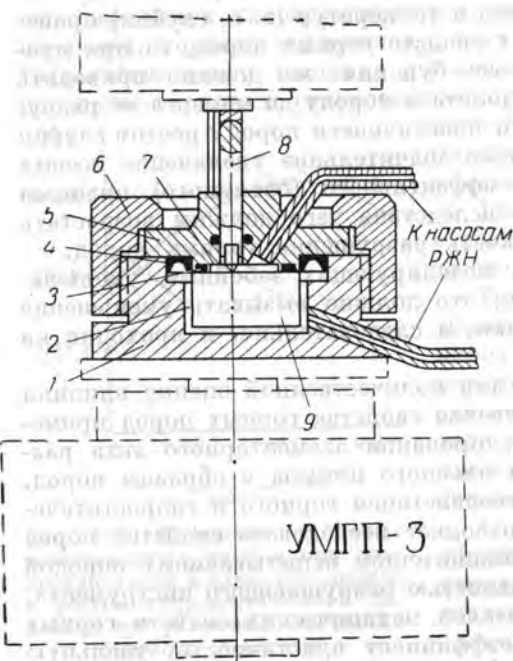


Рис. 101. Камера высокого давления к прибору УМГП-3.

1 — днище; 2 — камера горного давления; 3 — фторопластовое давление; 4 — резиновое уплотнение; 5 — крышка; 6 — гайка; 7 — камера гидростатического давления; 8 — штамп; 9 — образец горной породы.

Камера высокого давления дает возможность определять механические свойства горных пород при следующих условиях: а) при воздействии только горного давления; б) при совместном воздействии горного и гидростатического давлений.

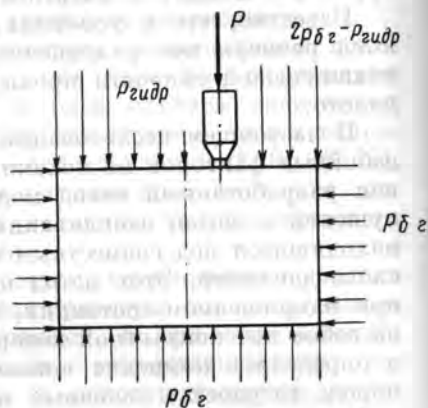


Рис. 102. Схема нагружения образца горной породы.

в) при равномерном всестороннем сжатии образцов.

Схема нагружения образца дана на рис. 102. В процессе опыта контролируются величина боковой (горизонтальной) составляющей горного давления и гидростатическое давление.

Оценка точности измерений прибором УМГП-3 показывает следующее.

Абсолютная погрешность прибора при измерении нагрузок составляет примерно 1% от максимальной величины нагрузки по шкале нагрузок. Относительная же погрешность увеличивается с уменьшением измеряемой нагрузки. Так, при значениях измеряемых нагрузок, соответствующих 25 делениям шкалы нагрузок, относительная погрешность составляет 4% от измеряемой нагрузки, при 50 делениях 2% и от 50 до 100 делений от 1,5 до 1%.

Относительная погрешность измерения деформаций в интервале 350—750 делений шкалы может быть оценена примерно в 1%. При меньших их величинах погрешность измерений заметно увеличивается и определяется в каждом случае соотношением между возможной точностью отсчетов (т. е. 2,5 мк) и величиной измеряемой деформации.

§ 3. Результаты экспериментальных исследований механических свойств горных пород при вдавливании в условиях горного и гидростатического давлений

В предыдущем параграфе при описании методики исследования уже был охарактеризован комплекс основных механических характеристик горных пород, определяемых методом вдавливания штампа.

Для изучения поведения горных пород при бурении в условиях, приближающихся к забойным, были проведены опыты по статическому вдавливанию штампа в образцы горных пород, находящихся под воздействием горного и гидростатического давлений.

Первая серия экспериментов была поставлена на мелкозернистом белом уральском мраморе. При выборе мрамора в качестве объекта для исследований исходили из того, что мрамор сравнительно более однороден по механическим свойствам, чем другие породы. Кроме того, относительно небольшая твердость и сравнительно высокая пластичность его позволяют получить наиболее полное представление о качественной картине изменения прочностных и деформационных свойств породы при вдавливании в диапазоне давлений, на которые рассчитана экспериментальная аппаратура.

Исследования проводили в атмосферных условиях и в камере высокого давления.

Для изучения совместного влияния горного и гидростатического давлений на характер разрушения пород под штампом была поставлена серия опытов.

Исследования проводили при свободном контакте жидкости, передающей гидростатическое давление, с верхней торцовой поверхностью образца, в которую вдавливался штамп. В качестве жидкости использовали водопроводную воду, являющуюся аналогом фильтрата бурового раствора, не обработанного химическими реагентами.

Кроме того, в небольшом объеме проведены исследования поведения мрамора при вдавливании штампа на образцах, полностью изолированных от жидкости, создающей гидростатическое давление. Для этого верхняя торцовая поверхность образца мрамора покрывалась тонкой пленкой из полиэтилена и гидростатическое давление создавалось при помощи высоковязкого машинного масла — солидола, что обеспечивало вдавливание штампа в сухую породу. При этом моделировались условия разрушения породы при бурении с применением очень высоковязких промывочных растворов, не фильтрующихся в породу, т. е. условия, когда разность между

поровым и гидростатическим давлениями при данной величине гидростатического давления была максимальной и отсутствовало физико-химическое влияние жидкости.

Все исследования проводили на «сухих» образцах, без предварительного насыщения их жидкостью.

Было установлено, что с ростом противодействия на забой характер разрушения мрамора меняется. Увеличение гидростатического давления приводит к повышению пластических свойств мрамора.

При проведении опытов как при первом, так и при втором (табл. 32) виде испытаний были получены аналогичные диаграммы деформаций.

Таблица 32

$P_{в.г.}$ кг/см ²	$P_{б.г.}$ кг/см ²	$P_{гидр.}$ кг/см ²	$P_{с.}$ кг/мм ²	k	$\frac{D_{з.р.}}{d_{ш}}$	$\frac{h_{з.р.}}{d_{ш}}$
При свободном контакте жидкости с породой						
0	0	0	53	4.5—5.8	3.3	0.47
750	500	250	60	8	2.5	0.42
1500	1000	500	84	—	—	—
2400	1400	700	95	—	—	—
На изолированных образцах						
1500	1000	500	80	—	—	—
2100	1400	700	92	—	—	—

Примечание. $P_{в.г.}$ — вертикальная составляющая горного давления; $P_{б.г.}$ — боковая составляющая горного давления; $P_{гидр.}$ — гидростатическое давление жидкости.

Анализ полученных данных показывает, что, очевидно, при первом виде испытаний, т. е. при контакте жидкости с мрамором, вода, несмотря на значительные величины гидростатического давления, не успевала проникнуть в «сухие» образцы мрамора на достаточно большую глубину и не оказала заметного влияния на процесс вдавливания, в связи с чем поведение мрамора как в первом, так и во втором случае оставалось практически одинаковым.

Начиная со значения $P_{гидр.} = 500$ кг/см², характер разрушения мрамора изменяется. Так, например, момент разрушения четко не устанавливался по диаграммам вдавливания, а следовательно, нельзя было подсчитать и величину коэффициента пластичности, хотя на извлеченных из камеры образцах имелись зоны разрушения.

При передаче гидростатического давления через полиэтиленовую пленку, даже после снятия давления лунок на образцах, как правило, не было. Вокруг пластического отпечатка наблюдалось побеление мрамора, но трещины скола не выходили на поверхность породы. Процесс пластического вдавливания (рис. 103) протекал с возрастающей нагрузкой. На пластическом участке диаграммы деформаций как при первом, так и при втором виде испытаний в большин-

стве экспериментов отмечалась вторая ступень резкого подъема нагрузки, обусловленная, очевидно, началом процесса второго акта деформации породы под штампом. Обычно на этом этапе опыт прекращался.

В двух специально проведенных опытах при $P_{б.г.} = 1000$ кг/см² и $P_{гидр.} = 500$ кг/см² дальнейшее повышение нагрузки привело ко вторичному разрушению породы под штампом.

В связи с проектированием бурения скважины глубиной 15 км на Кольском полуострове в Печенгском районе были проведены исследования группы пород кристаллического фундамента — аналогов

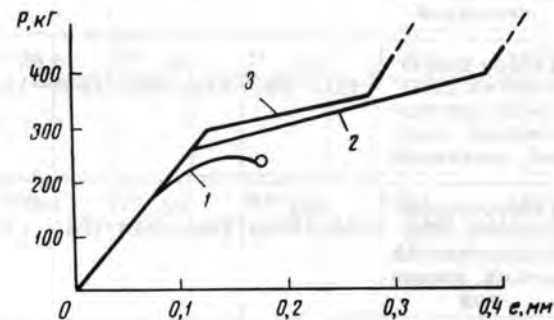


Рис. 103. Диаграммы деформаций белого уральского мрамора, полученные при совместном воздействии горного $P_{б.г.}$ и гидростатического $P_{гидр.}$ давлений.

1 — при атмосферном давлении; 2 — $P_{б.г.} = 1000$ кг/см², $P_{гидр.} = 500$ кг/см²; 3 — $P_{б.г.} = 1400$ кг/см², $P_{гидр.} = 700$ кг/см².

основным типам пород, слагающих предполагаемый разрез сверхглубокой скважины. Исследования проводили при атмосферных условиях на «сухих» и увлажненных образцах и различных по величине горном и гидростатическом давлениях, эквивалентных глубинам залегания пород.

При наложении на образцы пород только горного давления моделировались условия бурения с продувкой скважины воздухом, при совместном воздействии горного и гидростатического давлений — с промывкой скважины водой.

Предполагается, что максимальная температура на забое сверхглубокой скважины на глубинах до 15 км в этом районе не должна превышать 250° С. Как показали эксперименты [24], механические свойства при вдавливаниях у пород данного типа в этом интервале температур практически не изменяются и остаются близкими к данным, полученным при атмосферных условиях. В связи с этим не было необходимости в дополнительном моделировании температурных условий и все исследования проводили при комнатной температуре.

Слой земной коры	Серия, свиты	Порода	в атмосферных условиях на «сухих» образ			
			$p_{ш}$, кг/мм ²	p_0 , кг/мм ²	κ	$\frac{h_{з.р}}{d_{ш}}$
			Осадочно-эффузивная толща			
Печенгская серия, вторая и третья свиты	Диабаз (образец 2151) мелкозернистый, плотный, массивный	325 (293—369)	177 (155—208)	2,38 (1,82—3,73)	0,86 (0,82—1,08)	
	Габбро-диабаз (образец 2157) среднекристаллический, плотный, массивный	275 (232—296)	197 (153—242)	1,66 (1,46—1,91)	0,69 (0,55—0,77)	
	Габбро-диабаз (образец 2153) мелкозернистый, плотный, массивный	280 (241—375)	224 (159—320)	1,68 (1,44—1,65)	1,67 (0,42—0,76)	
	Филлит (образец 570) мелкозернистый, лепидобластовый	145 (129—170)	110 (102—123)	2,1 (1,52—2,53)	0,7	
«Граничный» слой	Беломорская серия	Микроклиновый гранит (образец 2173) среднезернистый, массивный	326 (279—368)	216 (177—273)	1,67 (1,29—2,29)	0,92 (0,84—1,06)
		Биотито-гранатовый гнейс (образец 2177) среднезернистый, разгнейсованный	330 (276—420)	251 (207—300)	1,44 (1,26—1,62)	0,95 (0,89—1,06)
		Биотито-гранатовый гнейс (образец 1129) разнозернистый	330 (300—347)	242 (231—252)	1,52 (1,23—1,78)	0,74 (0,67—0,86)
		Биотито-амфиболовый гнейс (образец 1115) среднезернистый	235 (200—262)	168 (142—182)	2,0 (1,82—2,05)	—

Механические свойства при вдавливании

даж	при горном давлении						
	$\frac{D_{з.р}}{d_{ш}}$	P_0 , г/см ²	$P_{ш}$, кг/мм ²	p_0 , кг/мм ²	κ	$\frac{h_{з.р}}{d_{ш}}$	$\frac{D_{з.р}}{d_{ш}}$
	4,1 (3,65—4,51)	1000	350 (339—360)	237 (212—264)	1,63 (1,44—1,89)	0,88 (0,76—0,99)	4,1 (3,23—5,4)
	3,91 (2,75—4,23)	1000	275 (237—306)	214 (168—262)	1,78 (1,33—2,12)	0,75 (0,65—0,8)	4,25 (3,3—4,77)
	3,2 (2,92—3,8)	1000	270 (265—274)	209 (197—221)	1,89 (1,86—1,93)	0,77 (0,71—0,84)	3,27 (2,83—3,7)
	2,84	1000	140	97 (75—112)	1,49 (1,08—1,98)	0,95 (0,8—1,14)	3,23 (2,7—4,17)
	4,18 (2,51—5,21)	1000	390 (349—430)	258 (232—285)	1,54 (1,1—2,25)	0,99 (0,97—1,02)	4,13 (3,79—4,34)
		1500	390 (366—408)	264 (231—292)	1,76 (1,3—2,38)	1,04 (0,77—1,28)	4,56 (3,33—4,61)
	4,33 (2,92—5,10)	1000	295 (287—298)	222 (217—227)	1,29 (1,24—1,36)	0,91 (0,88—0,94)	3,83 (3,37—4,3)
	3,73 (3,31—4,35)	1000	305 (251—406)	260 (214—338)	1,59 (1,14—2,19)	0,85 (0,69—1,16)	3,71 (2,86—4,56)
		1500	300 (237—377)	221 (206—249)	1,41 (1,18—1,74)	0,85 (0,6—1,01)	3,78 (2,13—6,44)
	2,89	1000	220 (200—233)	166	1,96 (1,81—2,1)	0,74 (0,71—0,78)	2,54 (2,29—2,8)
		1500	230 (215—245)	171	1,32	0,96	2,89

Слой земной коры	Серия, свита	Порода	в атмосферных условиях на «сухих» образ			
			$p_{ш}$, кг/мм ²	p_0 , кг/мм ²	κ	$\frac{h_{з.р.}}{d_{ш}}$
			Поверхность Конрада	Кварцевый диоритогайеис (образец 2175) среднезернистый	245 (208—302)	182 (97—252)
«Базальтовый» слой		Норит амфиболовый (образец 2183) среднезернистый, плотный, массивный	335 (330—346)	232 (202—263)	2,04 (1,93—2,06)	0,9 (0,85—0,98)
		Гнейсо-диорит биотито-гиперстеновый (образец 2186) среднезернистый, плотный	246 (188—318)	195 (148—259)	1,28 (1,12—1,57)	0,84 (0,79—0,9)
		Пироксенит гиперстеновый (образец 1121) крупнозернистый	300	—	2,0	0,52

Примечания.
1. Горное давление 1000 кг/см² соответствует глубине 4 км; давление 1500 кг/см² — 6 км.
2. Цифры в скобках обозначают предельные значения указанных параметров.

Анализ результатов испытаний «сухих» образцов пород изучаемого разреза сверхглубокой скважины (табл. 33) в атмосферных условиях позволил сделать вывод о том, что большая часть испытанных пород по механическим свойствам и характеру разрушения относится к классу пластично-хрупких пород с условным коэффициентом пластичности $k = 1,2 \div 2,1$, при этом твердость основных типов пород является характерной для так называемых твердых и крепких пород и колеблется от 200 до 400 кг/мм². Размеры зон разрушения большинства исследуемых пород (на единицу диаметра вдавливаемого штампа) лежат в пределах $\frac{h_{з.р.}}{d_{ш}} = 0,50 \div 0,95$ и

$$\frac{D_{з.р.}}{d_{ш}} = 2,6 \div 4,4.$$

Анализ результатов исследований этих пород в условиях, моделирующих влияние только горного давления и горного совместно с гидростатическим давлением, показывает, что сопротивление

Механические свойства при вдавливании

цах	при горном давлении						
	$\frac{d_{з.р.}}{d_{ш}}$	$p_{б.г.}$, кг/см ²	$p_{ш}$, кг/мм ²	p_0 , кг/мм ²	κ	$\frac{h_{з.р.}}{d_{ш}}$	$\frac{D_{з.р.}}{d_{ш}}$
	3,27 (2,91—3,55)	—	—	—	—	—	—
	3,5 (3,08—4,34)	1500	280 (271—282)	221 (215—228)	1,7 (1,68—2,15)	0,86 (0,78—0,92)	2,94 (2,69—3,18)
		2000	315 (254—373)	253 (233—274)	1,85 (1,34—1,94)	0,8 (0,78—0,82)	2,8 (2,76—2,88)
	3,87 (3,41—4,74)	1500	261 (243—270)	200 (180—215)	1,48 (1,31—1,57)	0,89 (0,81—1,03)	3,53 (3,0—3,8)
		2000	282 (208—363)	206 (140—287)	1,38 (1,1—1,62)	0,86 (0,75—0,98)	3,46 (2,58—4,15)
	2,6	1500	300 (283—314)	210 (187—234)	1,83 (1,57—2,1)	0,8 (0,79—0,82)	3,39 (3,12—3,67)

6 км; давление 2000 кг/см² — 8 км.

пород разрушению при этих условиях существенно различно.

Из-за значительного разброса данных трудно сделать вполне определенные выводы о характере изменения механических свойств пород с ростом только горного давления (табл. 33). Однако следует отметить, что прочностные показатели, в частности предел текучести, а в отдельных случаях и твердость, несколько возрастают (по сравнению с данными, полученными на «сухих» образцах в атмосферных условиях). При этом размеры зон разрушения или несколько возрастают, или не изменяются с ростом давлений.

При совместном воздействии горного и гидростатического давлений (табл. 34) прочностные показатели также в большинстве случаев несколько возрастают (по сравнению с данными, полученными при вдавливании в смоченные образцы в атмосферных условиях) и, как правило, уменьшаются зоны разрушения. Анализ полученных данных показывает, что благодаря влиянию воды даже в тех случаях, когда величина гидростатического давления достигала 1000 кг/см²,

Слой земной коры	Серия, свита	Порода	в атмосферных условиях на смоченных водой образ			
			$P_{ш}^*$ кг/мм ²	$P_{с.}$ кг/мм ²	κ	$\frac{h_{з.р}}{d_{ш}}$
			Осадочно-эффузивная толща	Печенгская серия, вторая и третья свиты	Диабаз (образец 2151) мелкозернистый, плотный, массивный	235 (206—238)
Габбро-диабаз (образец 2157) среднекристаллический, плотный, массивный	210 (170—281)	163 (148—203)			2,17 (1,6—2,51)	0,67 (0,6—0,78)
Габбро-диабаз (образец 2153) мелкозернистый, плотный, массивный	270 (227—313)	160 (148—196)			1,72 (1,6—1,83)	0,65 (0,56—0,68)
Филлит (образец 570) мелкозернистый, лепидобластовый	120 (97—156)	97 (69—110)			1,6 (1,25—1,95)	0,65 (0,55—0,8)
«Гранитный» слой	Беломорская серия	Микролиновый гранит (образец 2173) среднезернистый, массивный	Не испытывался			
		Биотито-гранатовый гнейс (образец 2177) среднезернистый, разгнейсованный	300 (269—334)	200 (159—221)	1,72 (1,49—1,81)	0,77 (0,54—1,05)
		Биотито-гранатовый гнейс (образец 1129) разноезернистый	Не испытывался			
		Биотито-амфиболовый гнейс (образец 1115) среднезернистый	224 (204—240)	132 (117—137)	2,41 (1,98—2,77)	0,81 (0,65—0,97)

Механические свойства при вдавлении

пах	при совместном воздействии горного и гидростатического давлений							
	$\frac{D_{з.р}}{d_{ш}}$	$P_{б.г.}$ кг/см ²	$P_{гидр.}$ кг/см ²	$P_{ш.}$ кг/см ²	$P_{с.}$ кг/см ²	κ	$\frac{h_{з.р}}{d_{ш}}$	$\frac{D_{з.р}}{d_{ш}}$
	2,87 (2,11—3,29)	1000	400	265 (246—279)	190 (154—222)	2,16 (1,8—2,73)	0,65 (0,57—0,78)	3,17 (2,34—4,15)
	3,92 (3,30—5,31)	1000	400	290 (256—320)	210 (188—232)	1,45 (1,2—1,9)	0,77 (0,73—0,81)	3,68 (3,36—4,0)
	3,3 (2,43—3,88)	1000	400	271 (228—388)	236 (213—287)	1,63 (1,34—1,70)	0,68 (0,6—0,85)	3,26 (2,38—4,14)
	3,21 (2,61—3,46)	1000	400	120 (97—156)	94 (75—107)	1,45 (1,34—1,6)	0,65 (0,6—0,69)	2,56 (2,36—2,89)
		1500	600	305 (289—353)	206 (109—304)	1,73 (1,62—1,84)	0,88 (0,78—1,03)	3,3 (2,99—4,0)
	3,72 (2,81—5,04)	1000	400	300 (265—391)	275 (209—303)	1,51 (1,32—1,73)	0,87 (0,74—0,95)	2,9 (2,88—3,00)
		1500	600	300 (253—325)	225 (218—232)	1,49 (1,47—1,66)	0,63 (0,55—0,86)	2,76 (2,6—3,15)
		1500	600	305	219	1,54	0,85	3,31
	2,53 (2,3—2,9)	1000	400	225 (180—290)	177 (130—189)	2,02 (1,66—2,18)	0,65 (0,5—0,78)	2,37 (1,98—2,8)
		1500	600	220	156	2,12	2,3	0,73

Слой земной коры	Серия, свита	Порода	в атмосферных условиях на смоченных водой образ			
			$P_{ш}^*$	$P_{о.}$	k	$\frac{h_{з.р}}{d_{ш}}$
			кг/мм ²	кг/мм ²		
Поверхность Конрада		Кварцевый диорито-гнейс (образец 2175) среднезернистый	240 (215—304)	204 (173—277)	1,27 (1,21—1,34)	0,63 (0,49—0,79)
	«Базальтовый» слой	Норит амфиболовый (образец 2183) среднезернистый, плотный, массивный	301 (232—331)	208 (196—227)	1,72 (1,31—1,79)	0,68 (0,67—0,71)
		Гнейсо-диорит биотито-гиперстеновый (образец 2186) среднезернистый, плотный	242 (182—278)	141 (95—179)	1,64 (1,33—1,78)	0,86 (0,68—1,07)
		Пироксенит гиперстеновый (образец 1121) крупнозернистый	Не испытывался			

Примечания.
1. Горное давление 1000 кг/см² соответствуют глубине 4 км; давления 1500 кг/см²
2. Цифры в скобках обозначают предельные значения указанных параметров.

уровень, до которого повышалась твердость при этих давлениях, не превышал твердости определенной для данной породы в атмосферных условиях на «сухих» образцах.

Сравнение характеристик вдавливания, полученных на «сухих» образцах в атмосферных условиях, с показателями испытаний на смоченных образцах позволило оценить влияние воды или фильтрата бурового раствора на прочностные и деформационные свойства и размеры зон разрушения исследуемой группы пород. Эффективность этого влияния обусловлена, очевидно, как активным воздействием жидких сред на механизм деформации породы, так и воздействием их на характер напряженного состояния под штампом в результате уменьшения сил трения под штампом.

Механические свойства при вдавливании

цах	при совместном воздействии горного и гидростатического давлений							
	$\frac{D_{з.р}}{d_{ш}}$	$P_{г.г.}^*$	$P_{гидр.}^*$	$P_{ш}^*$	$P_{о.}$	k	$\frac{h_{з.р}}{d_{ш}}$	$\frac{D_{з.р}}{d_{ш}}$
	кг/см ²	кг/см ²	кг/см ²	кг/см ²	кг/см ²			
	2,58 (1,95—3,5)	1500	600	240 (221—250)	185 (167—204)	1,34 (1,25—1,44)	0,7 (0,66—0,73)	2,59 (2,36—2,99)
	2,3 (2,17—2,67)	1500	600	295 (238—252)	203 (167—240)	1,5 (1,33—1,66)	0,71 (0,59—0,82)	3,04 (2,24—3,84)
		2000	1000	265 (232—297)	185 (169—200)	2,84 (2,49—3,19)	0,82 (0,74—0,91)	2,98 (2,45—3,5)
	3,13 (2,32—3,44)	1500	600	277 (213—341)	189 (147—229)	1,87 (1,56—1,94)	0,93 (0,75—1,18)	3,63 (2,63—4,62)
		2000	1000	263 (223—363)	170 (141—190)	1,8 (1,3—2,1)	0,87 (0,71—0,98)	3,2 (2,89—3,42)
		1500	600	303 (295—310)	241 (223—251)	1,53 (1,46—1,58)	2,46 (2,3—2,7)	0,55 (0,48—0,6)

— 6 км; давления 2000 кг/см² — 8 км.

Суммируя результаты испытаний, следует отметить, что у пород с высокой твердостью и сравнительно низкой пластичностью дополнительное влияние горного и гидростатического давлений (в пределах давлений, при которых проводили исследования) в большинстве случаев, как уже отмечалось и ранее, вызывает значительно меньшее изменение прочностных характеристик пород и размеров зон разрушения, чем у менее твердых и более пластичных пород. Полученные результаты хорошо подтверждаются данными стендового бурения, при котором установлено, что влияние основного фактора глубины — гидростатического давления — значительно меньше в случае бурения твердых и малопластичных пород, чем менее твердых и пластичных [39].

БУРИМОСТЬ И УСТОЙЧИВОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ БУРЕНИИ ГЛУБОКИХ СКВАЖИН

§ 1. Буримость различных горных пород на глубинах залегания до 15 км

За последние годы все большее внимание уделяется поискам и освоению месторождений нефти и газа на глубинах свыше 4—5 км. Кроме того, для изучения строения и вещественного состава глубинных зон земной коры предполагается пробурить ряд скважин на глубины 10—15 км [6].

Так как опыта по проводке таких скважин не имеется, то проектирование режимов бурения, выбор разрушающих инструментов и привода к ним могут базироваться только на лабораторных исследованиях механических свойств горных пород с учетом влияния основных факторов, характерных для больших глубин залегания.

Ниже приводится краткое описание методики использования результатов испытаний механических свойств горных пород для решения ряда вопросов технологии проводки глубоких скважин. Эта методика разработана в ИГиРГИ с учетом опыта, накопленного по этим вопросам в различных нефтяных районах СССР [33].

Выбор параметров режима бурения шарошечными долотами

а) Расчет по данным вдавливания осевой нагрузки на долото, обеспечивающей эффективное объемное разрушение породы.

В результате бурения различных пород неодинаковыми разрушающими инструментами в промысловых и стендовых условиях установлен характер зависимости механической скорости проходки от нагрузки. На рис. 104 показан график этой зависимости в случае осуществления в процессе бурения двух скачков разрушения.

Отдельные выделенные на графике области соответствуют: *I* — режиму поверхностного истирания, *II* — объемного усталостного разрушения, *III* — эффективного объемного разрушения.

Значения нагрузок P_{opt} в точках перегиба *a* области *III* являются оптимальными для соответствующих скачков разрушения, поскольку этим значениям в условиях бурения обычно соответствуют максимальные проходки на долото и минимальные затраты энергии.

Оптимальная осевая нагрузка на долото с учетом данных вдавливания рассчитывается по формуле

$$P_{opt} = \alpha p_{ш} \sum S_k, \quad (58)$$

где $p_{ш}$ — твердость породы при статическом вдавливании штампа в атмосферных условиях в кг/мм^2 ; α — коэффициент, учитывающий влияние на твердость факторов, действующих в реальных условиях бурения (учитывающий суммарный эффект действия гидростатического давления промывочной жидкости, пластового и горного давлений, температуры, физико-химического влияния промывочной жидкости, динамичности процесса нагружения, состояния забоя, формы и размеров зубцов долота); $\sum S_k$ — суммарная площадь опорных площадок зубцов применяемого долота, одновременно контактирующих с породой.

Если бурят при осевых нагрузках, обеспечивающих два скачка разрушения за один удар зубца о породу, то в расчетную формулу P_{opt} необходимо подставлять значение $p_{ш}$ также при втором скачке разрушения.

Применительно к условиям сверхглубокого бурения значения коэффициента α могут быть определены только по данным лабораторных исследований, тогда как при бурении скважин глубиной до 4—5 км их можно устанавливать и в процессе бурения [24].

Для экспериментального определения коэффициента α необходимо иметь камеру высокого давления к прибору УМП-3 [34] и проводить в ней испытания исследуемых пород при значениях всестороннего сжатия (моделирующего горное давление), гидростатического, пластового давлений и температуры, соответствующих глубинам залегания этих пород.

В получаемых при таких испытаниях характеристиках не учитывается, однако, ряд факторов, в частности динамическая составляющая осевой нагрузки на долото. В настоящее время предложено несколько теоретических формул определения динамической составляющей нагрузки на долото для абсолютно твердого недеформируемого забоя [1, 8, 11]. В последние годы начаты также

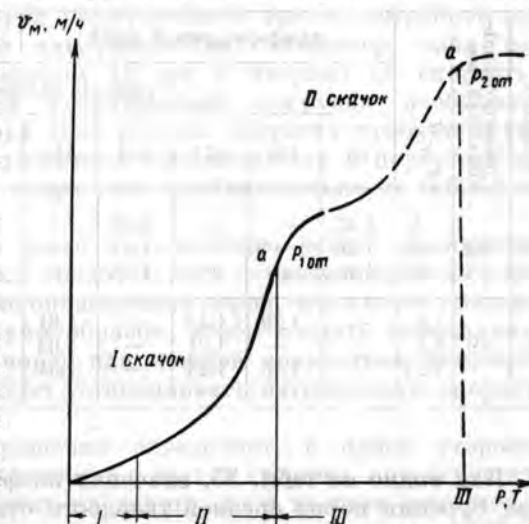


Рис. 104. График зависимости механической скорости проходки v_m от осевой нагрузки на долото P .

экспериментальные исследования динамической нагрузки на долото [4]. Эти исследования показали, что величина динамической составляющей зависит от твердости пород. Чем выше последняя, тем больше динамическая нагрузка. Значения коэффициента динамичности k_d ($k_d = \frac{P_{дин} + P_{ст}}{P_{ст}}$, где $P_{дин}$ — динамическая, а $P_{ст}$ — статическая составляющие общей осевой нагрузки на долото) при работе долотами № 6 и 12 на недеформируемом забое и на породах средней твердости приведены в табл. 35 [4].

Таблица 35

№ долота	Диаметр буровых труб, мм	$P_{ст}, T$	Недеформируемый забой					Породы средней твердости				
			скорость вращения, об/мин									
			55	103	171	218	410	55	103	171	218	410
12	168	5	1,43	—	—	2,02	—	1,09	—	—	1,30	—
		10	1,26	—	—	1,67	—	1,06	—	—	1,18	—
		20	1,15	—	—	1,25	—	1,03	—	—	1,12	—
6	89	3,6	—	1,29	1,43	—	1,81	—	1,08	1,13	—	1,2
		5,4	—	—	1,31	—	1,63	—	—	1,09	—	1,19
		7,25	—	1,16	1,24	—	1,54	—	1,05	1,08	—	1,16

Как видно из табл. 35, значения коэффициента динамичности k_d при бурении пород средней твердости относительно невелики. Так, при осевых нагрузках, соответствующих режиму объемного разрушения этих пород, $k_d = 1,03 \div 1,2$. Можно ожидать, что при бурении пород меньшей твердости значения коэффициента k_d будут близки к единице, а при разрушении пород высокой твердости k_d будет выше, чем для пород средней твердости, но значительно ниже, чем при работе на недеформируемом забое.

Осуществление режима эффективного объемного разрушения должно способствовать наиболее рациональной отработке долот, т. е. достижению оптимальных значений механических скоростей и проходок на долото.

В процессе бурения площадь контакта зубцов долота с породой возрастает вследствие износа зубцов. Исходя из этого, нагрузку на долото в процессе бурения необходимо периодически увеличивать, стремясь к сохранению отношения

$$P \geq \alpha p_{ш} \sum S_{зуб}, \quad (59)$$

где $\sum S_{зуб}$ — суммарная площадь контакта зубцов долота с породой при износе последних.

Для установления величин прироста P пользуются данными по износу долот во времени при бурении исследуемых пород в условиях эффективного объемного разрушения.

б) Выбор скорости вращения долота.

Как установлено в результате экспериментальных исследований и стендового бурения [20, 25, 29, 34, 40], на эффект разрушения при разных скоростях деформирования и зависимость механической скорости проходки от скорости вращения долота большое влияние оказывают пластические свойства пород.

Изучение единичных актов разрушения пород при вдавливании в условиях динамического нагружения позволило выявить, что с ростом пластичности пород увеличивается время, потребное для достижения разрушающей нагрузки. Так, например, если при вдавливании штампа диаметром 10 мм в кварцит со скоростью 20 м/сек для достижения разрушающей нагрузки необходимо 0,0001 сек, то для мрамора при той же скорости требуется уже 0,0002 сек, а для высокопластичной каменной соли и пористого известняка потребное время возрастает приблизительно до 0,0004 сек [18].

Вполне закономерно в связи с этим более резкое уменьшение величины проходки на один оборот долота с увеличением скорости вращения при бурении высокопластичных пород, чем у менее пластичных и хрупких пород. Таким образом, чтобы создать оптимальные режимы бурения горных пород для каждой конкретной категории пород по пластичности следует устанавливать оптимальную скорость вращения.

Поскольку скорость вращения определяет, с одной стороны, механическую скорость проходки, а с другой стороны, интенсивность износа долота, т. е. проходку на долото, то в каждом конкретном случае ее должны выбирать, исходя из рассмотрения зависимостей механической скорости v_m от скорости вращения n : $v_m = f(n)$, проходки на долото H и от n : $H = \varphi(n)$ для выбранного типа долота. При этом основным критерием выбора скорости вращения, очевидно, должна быть минимальная стоимость 1 м.

Если нельзя заранее изучить зависимости механической скорости проходки и проходки на долото от скорости вращения, то выбирать оптимальную скорость вращения предлагается после изучения пластических свойств пород разреза на разных глубинах методом аналогии с породами близкой пластичности, для которых известны величины оптимальных скоростей вращения.

Таким же образом могут быть выбраны величины потребных удельных моментов вращения.

Описанная методика выбора скорости вращения долота не может быть полностью применена при выборе режимов турбинного бурения, поскольку при бурении турбобуром выбор осевой нагрузки при прочих равных условиях определяет скорость вращения его вала, а следовательно, и долота. Однако и в этом случае оценка величины оптимальной скорости вращения необходима, поскольку она

позволит правильнее подобрать тип турбобура, характеристики которого должны по возможности обеспечивать установленные оптимальные показатели режима бурения. Отечественная техника турбинного бурения в настоящее время может обеспечить выбор забойного двигателя практически почти с любыми характеристиками.

Предварительная оценка буримости горных пород

Знание механических свойств горных пород при вдавливании штампа позволяет также производить предварительно приближенную оценку буримости горных пород при условии обеспечения режима эффективного объемного разрушения. Под буримостью в рассматриваемом случае подразумевается механическая скорость проходки и проходка на долото. Последняя может быть определена на основании данных по вдавливанию только в том случае, если известны закономерности износа долот во времени.

Оптимальное значение механической скорости проходки выбранного литологически однородного интервала разреза хрупких или пластично-хрупких пород шарошечным долотом определенного типоразмера можно рассчитывать по формуле

$$v_{\text{н}} = \frac{0,06\beta h_{\text{з.р}}^n}{N} \text{ м/ч}, \quad (60)$$

где $h_{\text{з.р}}$ — глубина зоны разрушения при статическом вдавливании штампа в атмосферных условиях (соответственно при первом или втором скачке разрушения в зависимости от создаваемой при бурении осевой нагрузки) в мм; β — коэффициент, учитывающий изменение глубины зоны разрушения под действием забойных факторов, а также динамичность процесса, состояние забоя, форму и размеры зубцов долота; n — скорость вращения долота в об/мин; N — число оборотов, за которое долото выбранного типоразмера производит полное поражение забоя зонами разрушения, получающимися при вдавливании штампа в условиях, моделирующих забойные.

Приближенное значение коэффициента β устанавливается экспериментально для отдельных групп пород с близкими механическими свойствами.

Приближенно N можно определять по формуле

$$N = \frac{t_z}{\gamma D_{\text{з.р}}},$$

где t_z — шаг зубцов на конкретном венце шарошки; $D_{\text{з.р}}$ — диаметр зоны разрушения; γ — коэффициент, учитывающий влияние условий на забое скважины на величину $D_{\text{з.р}}$; N вычисляется для каждого венца зубцов всех трех шарошек, при расчете же механической скорости используется максимальное значение N .

Расчет по приведенной формуле правомочен только при бурении хрупких и малопластичных пород долотами с одноконусными шарош-

ками, когда основной объем породы разрушается при вдавливании зубца. При бурении же высокопластичных пород долотами с многоконусными шарошками в расчетной формуле N необходимо учитывать дополнительный объем породы, разрушаемой при скольжении шарошек по забою.

Оптимальные значения скоростей, полученных расчетным способом по данным вдавливания, могут быть достигнуты в реальных условиях бурения при выполнении ряда требований:

- 1) проведении процесса бурения при нагрузках, достаточных для эффективного объемного разрушения пород (в пределах первого или второго скачков разрушения);
- 2) перекрытия зонами разрушения линии образующей конуса развертки забоя;
- 3) достаточной промывки.

Следует также подчеркнуть еще раз, что расчетные величины определяют оптимальные значения скоростей, которые могут быть получены в начальный период бурения, когда износа зубцов еще нет.

Оптимальные значения механических скоростей проходки по данным вдавливания штампа уже рассчитывались рядом исследователей. Как оказалось, расчетные величины скоростей во многих случаях близки к фактическим, достигнутым на рекордных буровых, где, как правило, осуществляются условия эффективного объемного разрушения пород [24].

Очевидно, что расчетным способом можно получить лишь приближенное значение механической скорости, однако сравнение этого значения с фактически получаемым при бурении в каждом конкретном случае позволит более объективно оценивать эффективность применяемого режима бурения.

Если известен закон изменения механической скорости проходки во времени в процессе эффективного объемного разрушения пород, аналогичных исследуемым по составу, то, кроме оптимальных, можно также приближенно рассчитывать минимальные и средние величины скоростей. Ориентировочные значения проходок на долото также могут быть установлены, если известен закон изменения во времени величины углубления долота за один его оборот (вследствие износа долота).

В общем виде зависимость величины проходки H от размеров зон разрушения при вдавливании с учетом изменения зон при износе долота можно выразить так:

$$H = \frac{c\lambda k_n}{4t_0 F_a} \int_0^{t_0} \beta h_{\text{з.р}}(t) \gamma D_{\text{з.р}}^2(t) dt, \quad (61)$$

где c — общее число оборотов, выдерживаемое долотом до полного его износа; F_a — площадь забоя; t_0 — время работы долота; $\beta h_{\text{з.р}}(t)$ и $\gamma D_{\text{з.р}}(t)$ — соответственно функции изменения глубины разрушения $h_{\text{з.р}}$ и диаметра зоны разрушения $D_{\text{з.р}}$ во времени вследствие

Таблица 36

Слой земной коры	Серия, свита	Порода	Глубина заготовки пород, км		Твердость в условиях $P_{0, r}$ и $P_{0, r}$ г/гидр		Коэффициент пластичности		Тип серийных долот № 8	Расчетные значения осевых нагрузок, т			Рекомендуемые скорости вращения, об/мин	
			в условиях действия ствня $P_{0, r}$ и $P_{0, r}$ г/гидр	в условиях действия ствня $P_{0, r}$ и $P_{0, r}$ г/гидр	в условиях действия ствня $P_{0, r}$ и $P_{0, r}$ г/гидр	с водой в условиях действия ствня $P_{0, r}$ и $P_{0, r}$ г/гидр	при очистке забоя воздухом	при очистке забоя водой		при очистке забоя воздухом	при очистке забоя водой			
Осадочно-эффузивная толща	Пещенгская серия, вторая и третья свиты	Диабазы и габбро-диабазы	0	275—325	210—270	1,4—1,9	1,2—2,2	1K-214-T 1K-214-OK	22,5—29,0 14,5—18,5	17,0—21,0 11,0—14,0	400—500 400—500	400—500 400—500		
			4	270—350	270—290	1,4—2,1	1,4—2,7	1K-214-T 1K-214-OK	22,5—28,5 14,0—18,5	22,0—24,0 14,0—15,0	400—500 400—500	300—400 300—400		
		Известняки и сланцы	0	100—150	85—130	1,5—5,7	—	1K-214-T 1K-214-OK	9,5—13,5 6,0—8,5	8,0—10,5 5,5—7,0	400—500 400—500	400—500 400—500		
			4	110—120	120—135	1,1—6,5	1,4—>8	1K-214-T 1K-214-OK	9,0—11,0 5,5—7,5	6,0—8,5 10,0—13,0	400—500 400—500	300—400 300—400		
«Гранитный» слой	Беломорская серия	Гнейсы, гранито-гнейсы, граниты	4	220—390	220—305	1,1—2,2	1,3—2,1	1K-214-OK K-214-K Алмазное	12,5—20,5 7,5—12,0 9,5—17,0	13,0—16,0 7,5—9,5 10,0—13,0	300—400 300—400 —	200—300 200—300 —		
			6	230—390	220—305	1,2—2,4	1,5—2,1	1K-214-OK K-214-K Алмазное	13,0—20,5 8,0—12,0 10,0—17,0	12,5—16,0 7,5—9,5 9,5—13,0	300—400 300—400 —	200—300 200—300 —		
«Базальтовый» слой	—	Нориты, диориты	9	260—280	275—295	1,3—2,1	1,3—1,7	1K-214-OK K-214-K Алмазное	13,5—15,0 8,0—8,5 11,0—12,0	14,5—15,5 8,5—9,0 12,0—12,5	300—400 300—400 —	100—200 100—200 —		
			8	280—315	265	1,1—1,9	1,3—3,2	1K-214-OK K-214-K Алмазное	15,0—18,0 8,5—10,5 12,0—13,5	14,0 8,0 11,5	300—400 300—400 —	100—200 100—200 —		
			10	300—340	270—290			1K-214-OK K-214-K Алмазное	15,5—17,5 9,0—10,5 13,0—13,5	14,0—15,0 8,5—9,0 12,5—13	300—400 300—400 —	100—200 100—200 —		

Таблица 37

Слой земной коры	Серия, свита	Порода	Глубина заготовки пород, км	Тип долота	Глубина зоны разрушения при вдавливании в условиях забоя h, z, p мм, г/гидр		Число оборотов N, за которое происходит полное порожнение забоя на глубину h, z, p		Средняя механическая скорость проходки, м/ч		Проходка на долото N, м	
					с продувкой забоя воздухом при $P_{0, r}$ и $P_{0, r}$ г/гидр	с продувкой забоя водой при $P_{0, r}$ и $P_{0, r}$ г/гидр	с продувкой забоя воздухом	с продувкой забоя водой	с продувкой забоя воздухом	с продувкой забоя водой	с продувкой забоя воздухом	с продувкой забоя водой
Слой земной коры	Пещенгская серия, вторая и третья свиты	Диабазы, габбро-диабазы	0	K-214-T K-214-OK	1,2—1,5 0,93—1,2	1,07—1,47 0,86—0,94	2,8—3,5 3,6—4,5	2,9—4,0 3,7—5,0	5,0—10,5 4,5—9,0	4,5—8,0 3,5—6,5	30—38 32—52	25—36 27—40
			4	K-214-T K-214-OK	1,31—1,54 1,05—1,25	1,14—1,35 0,91—1,08	2,7—3,5 3,4—4,4	3,1—3,6 4,0—4,6	6,0—10,5 5,5—9,0	3,0—6,0 4,0—7,0	35—44 39—53,5	24—25 24—30
Осадочно-эффузивная толща	Пещенгская серия, вторая и третья свиты	Известняки, сланцы	0	K-214-T K-214-OK	0,70—1,23 0,56—0,98	— —	3,8—4,0 4,8—5,1	— —	3,0—6,0 2,5—5,5	— —	22,5—37,5 20—34	— —
			4	K-214-T K-214-OK	1,19—1,46 0,95—1,33	0,93—1,14 0,74—0,91	3,5—3,8 4,5—4,8	3,1—3,5 4,0—4,5	7,5—9,5 6,0—8,0	4,0—6,0 2,5—4,5	57—58 50—52	24—28 24—26
«Гранитный» слой	Беломорская серия, вторая и третья свиты	Гнейсы, гранито-гнейсы, граниты	4	1K-214-OK K-214-K	1,09—1,39 1,09—1,39	0,91—1,22 0,91—1,22	3,4—5,7 2,8—4,7	4,4—6,2 3,6—5,0	2,5—10,5 3,5—11,5	1,5—4,5 2,0—8,5	29—62 35—75	18—33 22—40
			6	1K-214-OK K-214-K	1,19—1,46 1,15—1,2	0,88—1,23 1,15	3,2—5,0 3,4—4,1	4,4—6,3 3,8—4,9	3,5—12,0 4,5—15,0	2,0—4,5 2,0—8,5	34—69 42—85	20—34 24—41,5
«Базальтовый» слой	—	Нориты, диориты	6	1K-214-OK K-214-K	1,2—1,24 1,2—1,24	0,99 0,99	4,1—5,0 3,4—4,0	4,0—4,8 3,3—4,0	1,5—2,0 1,5—3,0	1,5—2,0 1,5—3,0	36—45,5 45,5—55	18,5—22 22—27
			10	1K-214-OK K-214-K	1,15—1,2 1,15—1,2	1,19 1,19	4,2—4,8 3,4—4,0	4,3—4,8 3,5—4,0	1,5—3,0 1,5—3,5	1,5—3,0 1,5—3,5	36—43 43—53,5	22—24,5 26,5—30

износа зубцов долота в забойных условиях; k_n — число поражений забоя зонами разрушения за один оборот долота.

Результаты изучения размеров зон разрушения, получающихся при вдавливании штампа в условиях, характерных для глубин залегания пород, можно использовать и при проектировании рабочих поверхностей долот. Так, в частности, шаг зубцов долот t_z можно выбирать, пользуясь формулой

$$t_z = l\gamma D_{з.р.} \quad (62)$$

где l — задаваемый коэффициент перекрытия площади забоя зонами разрушения при вдавливании.

В связи с разработкой проекта технологии проводки первой сверхглубокой скважины глубиной 15 км в Печенгском районе Кольского полуострова в ИГиРГИ проведено изучение свойств горных пород разреза в районе заложения скважин, даны рекомендации по выбору режимов бурения и произведена предварительная оценка буримости пород до глубин около 10 км. Так, по описанной выше методике были проведены расчеты осевых нагрузок для нескольких типов серийно выпускаемых шарошечных долот (зубчатых типа К-214-Т и штыревых типа 1К-214-ОК и 1К-214-К), а также алмазного долота для сплошного бурения, выбраны скорости вращения долот для бурения скважины с очисткой забоя как водой, так и воздухом.

Сводные данные по расчетным величинам осевых нагрузок на различные долота, обеспечивающих эффективное объемное разрушение основных типов пород разреза этой скважины на глубинах их залегания, и рекомендуемым скоростям вращения долот приведены в табл. 36.

По приведенной выше методике были проведены также подсчеты ожидаемых механических скоростей и проходок при бурении долотами тех же типов. При этом условно было принято, что вследствие износа максимальное падение механической скорости составляет при бурении штыревыми долотами 25%, зубчатыми 50%.

Кроме того, предполагалось, что при бурении соблюдался режим эффективного объемного разрушения пород и забой полностью очищался от выбуренных частиц. Ориентировочные значения ожидаемых показателей буримости при бурении скважины с очисткой забоя воздухом и водой приведены в табл. 37.

Приведенные в табл. 36 и 37 данные следует рассматривать как грубо приближенные, однако более точные результаты в настоящее время не могут быть получены никаким другим способом.

Таким образом, изучение механических свойств горных пород при вдавливании в условиях действия горного и гидростатического давлений позволяет методически по-новому подходить к выбору режимов бурения и разрушающего инструмента, что должно вызвать дальнейшее увеличение эффективности бурения, особенно при проводке сверхглубоких скважин.

§ 2. Устойчивость горных пород на стенках скважин в зависимости от глубины залегания и противодействия промывочной жидкости

При проводке глубоких скважин большое значение имеет решение вопроса о сохранении устойчивости стенок скважин, которая определяется, с одной стороны, деформационными свойствами пород, а с другой стороны, характером влияния промывочной жидкости, применяемой при бурении.

Основной среди общего комплекса задач, связанных с решением этой проблемы, является задача установления условий нарушения упругой устойчивости стенок скважин, поскольку ее решение позволяет разработать ряд профилактических мероприятий, обеспечивающих безаварийную проводку скважин. Прогноз устойчивости ствола скважины может основываться либо на данных аналитического расчета, либо на результатах экспериментальных исследований устойчивости моделей приствольной зоны скважины.

Напряжения вокруг скважины достигают своих экстремальных значений на внутренней ее стенке. При коэффициенте бокового распора, равном единице, и наличии пластового давления они равны

$$\begin{aligned} \sigma_z &= \gamma_n z - \eta p_n, \\ \sigma_\theta &= 2\gamma_n z - \delta_p z - \eta p_n, \\ \sigma_r &= \delta_p z - \eta p_n, \end{aligned} \quad (63)$$

где σ_z , σ_θ , σ_r — соответственно продольное, тангенциальное и радиальное напряжения; γ_n — средний объемный вес горных пород; δ_p — удельный вес промывочного раствора; z — глубина залегания; η изменяется в пределах от нуля до единицы и в зависимости от структурных особенностей породы и вязкости жидкости; p_n — величина давления насыщающей жидкости.

На основании экспериментальных данных по изучению деформируемости горных пород по первой, второй и третьей схемам нагружения (см. главу IV) могут быть построены кривые, отражающие предельные зависимости (20) и (34). Подобранные соответствующие формы представления этих выражений в аналитическом виде, можно с учетом уравнений (63) вывести зависимость между удельным весом промывочного раствора при бурении δ_p и предельной глубиной z устойчивого залегания данной породы.

При этом, задавая глубиной z , можно определить величину удельного веса промывочного раствора, обеспечивающего упругую устойчивость пород на данной глубине.

Здесь не приводятся примеры расчета устойчивости пород в различных конкретных случаях, поскольку они были опубликованы ранее [2]. Однако в дополнение к опубликованному следует уточнить вопрос о роли противодействия промывочного раствора на стенки скважины.

Специально проведенные исследования показали, что величина противодействия фактически никогда не бывает равной произведению $\delta_p z$ вследствие проникновения жидкости под давлением даже в породы, считающиеся непроницаемыми (глины и др.).

В табл. 38 приведены значения относительного уменьшения величины предельного напряжения сдвига различных глинистых пород в результате проникновения разных жидкостей, передающих противодействие на боковую поверхность породы при испытании

Таблица 38

Порода	Жидкость	Давление $\delta_p z$, кг/см ²	Отношение прочно- сти при непосред- ственном контакте с жидкостью, создающей давление, к прочности образца, изолированного от жидкости
Глина (образец 882)	Вода	Атмосферное	0,57
		1000	0,04
		2000	0,02
	Керосин	Атмосферное	1
		1000	0,25
		2000	0,25
	Нефть	Атмосферное	0,70
		1000	0,45
		2000	0,38
	Сульфит-солевой раствор	Атмосферное	0,60
		1000	0,37
		2000	0,40
Глина (образец 825)	Керосин	Атмосферное	
		1000	0,13
Нефть	1000	0,10	
Сульфит-солевой раствор	1000	0,06	
Сланец (образец 1024)	Вода	Атмосферное	0,30
		1000	0,40
	Керосин	Атмосферное	0,63
		1000	0,70
		2000	0,32
	Нефть	1000	0,80
	Сульфит-солевой раствор	1000	0,90

по первой схеме нагружения (см. главу IV) (состав испытанных пород приведен в табл. 10 главы V). Это обстоятельство, приводящее к снижению устойчивости, необходимо учитывать при проведении расчетов устойчивости стенок скважины по приведенной выше методике.

Точность аналитических расчетов устойчивости пород на стенках скважин определяется современным уровнем знаний деформационных свойств горных пород при различных напряженных состояниях.

Наряду с совершенствованием методики аналитического расчета в последнее время были проведены работы по созданию метода экспериментального исследования моделей приствольной зоны.

Испытания моделей приствольной зоны, имеющих форму полых цилиндров, выбуриваемых из кернов изучаемых пород, проводили на экспериментальной установке, описание которой приведено в главе IV второго раздела (рис. 23, четвертая схема нагружения).

При испытании модели вначале создаются давления в камере p и внутри модели скважины q (причем $q = p$) и производится нагрев до заданной температуры. Затем при помощи спускового вентиля давление внутри модели q уменьшается с заданной скоростью, в результате чего модель деформируется.

Радиальные смещения Δb (на наружной цилиндрической поверхности) и Δa (на внутренней цилиндрической поверхности) фиксируются специальными упругими измерителями, а давление q — манганиновым манометром.

Максимальные значения p и q достигают на установке 4000 кг/см², температура 350° С, что соответствует глубине до 15 км. Скорость изменения давления внутри модели задается в широких пределах. Так, давление q может быть полностью снято за время от долей секунды до 5—6 ч. Размеры применяемых моделей скважин: наружный диаметр от 33 до 100 мм, внутренний соответственно от 5 до 16 мм, высота всегда больше наружного диаметра.

Как следует из принятой методики, при моделировании приняты наихудшие условия для сохранения устойчивости скважины, когда боковое давление равно вертикальному (на торцы модели и на ее боковую поверхность действует одно и то же давление p). Методика испытаний обеспечивает в первом приближении критерий механического подобия $\alpha_s = 1$ и критерий геометрического подобия $\alpha_L = 4 \div 25$.

Для обоснованного прогноза устойчивости ствола скважины изучаемого разреза необходимо располагать соответствующим количеством кернового материала из зон вероятных осложнений.

Приведем для примера результаты экспериментального изучения устойчивости основных типов пород, слагающих предполагаемый разрез сверхглубокой скважины на Кольском полуострове.

В разрезе этой скважины осложнения ожидаются главным образом в трещиноватых породах печенгской осадочно-эффузивной серии. Однако керн из этих осложненных зон почти не отбирается, что затрудняет получение достаточно надежных данных.

Устойчивость пород так называемых «гранитного» и «базальтового» слоев, слагающих большую часть разреза, изучали на породах-аналогах, поскольку бурение на такие глубины не производилось.

Экспериментальные исследования устойчивости стенок скважин проводили на тех же образцах, на которых изучали механические свойства пород вдавливанием, причем опыты были поставлены на наименее прочных породах.

В табл. 39 представлены результаты серии испытаний, проведенных для выяснения устойчивости пород при очистке забоя воздухом, т. е. при отсутствии давления внутри скважины. Нарушение устойчивости моделей при испытании выражалось в зарождении на внутренней стенке модели чешуек и осыпанию их с образованием «каверн». Размеры чешуек 1—2 мм. Из табл. 39 следует, что глубина возможного нарушения устойчивости испытанных пород из верхней половины разреза значительно больше предполагаемой глубины их залегания в проектируемой скважине.

Таблица 39

Порода	№ образца	Структура	Предполагаемая глубина залегания породы в разрезе проектируемой скважины, м	Боковое давление, вызывающее нарушение устойчивости стенок модели при нулевом давлении внутри «скважины», кг/см ²	Максимальная глубина устойчивого залегания породы при бурении с продувкой воздухом, м
Туфогенный песчаник	2150	Мелкозернистый, плотный, рассланцованный	От 0 до 1750	2700	10 000
Диабаз	2122	—	От 0 до 1750	3200	12 000
Двухслойный сланец	2141	Мелкозернистый, плотный, рассланцованный	От 0 до 1750	3600	13 500
Биотито-гранатовый гнейс	2177	Среднезернистый, разгнейсованный	От 4000 до 6000	3625	13 500
Биотито-амфиболовый гнейс	1115	Среднезернистый	От 4000 до 6000	2900	11 000
Кварцевый диоритогнейс	2175	Среднезернистый, разгнейсованный	От 6000 до 6200	3600	13 500
Биотито-гиперстеновый гнейсо-диорит	2186	Среднезернистый, плотный, разгнейсованный	От 6200 до 15 000	2800	10 500
Амфиболовый норит	2183	Среднезернистый, плотный, массивный	От 6200 до 15 000	3950	15 000

Породы из нижней части разреза, характерные для базальтового слоя, должны быть в дальнейшем исследованы более детально, ибо предельные глубины их устойчивого залегания при бурении возду-

хом, как это видно из табл. 39, близки к глубинам их фактического залегания в проектируемой скважине.

При испытании нарушение устойчивости возникало обычно после нескольких циклов колебаний давления с амплитудой, составляющей 20% от максимальной величины давления. Приведенные для примера в табл. 39 данные являются предварительными, они должны быть уточнены при последующих работах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов Р. А. Некоторые вопросы кинематики и динамики трехшарошечных долот. Нефть и газ, № 8, 1958.
- Байдюк Б. В., Шрейнер Л. А. Расчет устойчивости горных пород в скважинах. В сб. «Вопросы деформации и разрушения горных пород при бурении». ГОСИНТИ, 1961.
- Байдюк Б. В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Гостоптехиздат, 1963.
- Балицкий П. В. Динамическая нагрузка на долото при бурении вертикальных скважин забойными двигателями. Труды МИНХиП, вып. 46. Бурение и буровое оборудование. Изд-во «Недра», 1964.
- Барон Л. И., Глатман Л. Б. Влияние площади контакта пидентора с породой на величину разрушающей нагрузки. Горные машины и автоматика, № 2, 1963.
- Беляевский Н. А., Федьинский В. В. Изучение глубинных недр Земли и задача сверхглубокого бурения. Советская геология, № 12, 1961.
- Бурение скважин и добыча нефти. Труды ГрозНИИ, вып. XIII, 1962.
- Владиславлев В. С. Разрушение пород при бурении скважин. Гостоптехиздат, 1958.
- Вопросы бурения скважин и добычи нефти. Труды ГрозНИИ, вып. XVI, 1963.
- Гришин А. С., Эйгелес Р. М. Влияние глубины скважины на напряженное состояние пород в забойной зоне. Труды ВНИИБТ, вып. XIII. Буровые долота, их конструкции и технология производства. Изд-во «Недра», 1964.
- Егеров А. Ф. Теоретические основы конструирования и эксплуатации долот. Гостоптехиздат, 1945.
- Карякин А. В. Люминесцентная дефектоскопия. Оборонгиз, 1959.
- Карякин А. В., Боровиков Л. А., Дьяков Л. А. Люминесцентная дефектоскопия пористых материалов. Заводская лаборатория, № 3, 1965.
- Лейбов Б. М. Метод определения пластичности углей. В сб. «Разрушение углей и пород». Углетехиздат, 1958.
- Мухамедиев П. А. Влияние масштабного фактора при определении контактной прочности горных пород. Изд. АН Таджикской ССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР, 4(13), 1963.
- Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А. Механизм разрушения горных пород и некоторые вопросы проектирования долот для твердых, хрупких и пластично-хрупких пород. Труды Института нефти АН СССР, т. XI. Изд. АН СССР, 1958.
- Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А. Влияние скорости нагружения на пластичность мрамора при вдавливании. ДАН СССР, т. 137, № 2, 1961.
- Павлова Н. Н., Шрейнер Л. А. Разрушение горных пород при динамическом нагружении. Изд-во «Недра», 1964.
- Портнова А. Т., Павлова Н. Н. Влияние размеров поверхности контакта разрушающего инструмента на механические свойства пород. В сб. «Вопросы деформации и разрушения горных пород при бурении». ГОСИНТИ, 1961.

20. Потанов Ю. Ф., Симонов В. В. Разрушение горных пород трех шарошечными долотами малого диаметра. Гостоптехиздат, 1961.
21. Протодьяконов М. М., Тедер Р. И. Исследование процесса разрушения угля методом крупного скола. ГОНТИ, 1960.
22. Раули Д. С., Хоу Р. Дж., Дим Ф. Х. Лабораторные исследования работы долот промышленных размеров. Пер. № 2, 162Б. ГОСИНТИ, 1962.
23. Смирнов Н. Н. К вопросу об удельной работе и механизме разрушения горных пород при ударно-канатном бурении. Труды ИГД Акад. наук Казах. ССР, т. 3. Алма-Ата, 1958.
24. Тематический сборник «Механические свойства горных пород при вдавливании и их практическое использование» (под общей ред. проф. Л. А. Шрейнера). ВНИИОЭНГ, 1966.
25. Федоров В. С. Бурение нефтяных и газовых скважин. Гостоптехиздат, 1961.
26. Флоровская В. Н., Мелков В. Г. Введение в люминесцентную битуминологию. Госгеолиздат, 1946.
27. Шрейнер Л. А. Физические основы механики горных пород. Гостоптехиздат, 1950.
28. Шрейнер Л. А., Петрова О. П. Метод определения пластических свойств горных пород. ДАН СССР, т. 46, вып. 3, 1954.
29. Шрейнер Л. А., Гань Чжи-цзянь. Влияние числа оборотов на скорость бурения шарошечными долотами. Нефт. хоз., № 12, 1956.
30. Шрейнер Л. А. и др. Механические и абразивные свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1958.
31. Шрейнер Л. А., Полак Л. С. Использование γ -излучения для выявления пластичности деформированных зон в минералах и горных породах. Труды II Всесоюзного совещания по радиационной химии, 1962.
32. Шрейнер Л. А. и др. Применение метода вдавливания для установления сопротивления горных пород разрушению при бурении и качественной оценки пластичности горных пород. Сб. «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений». Изд-во «Наука», 1964.
33. Шрейнер Л. А., Павлова Н. Н., Байдюк Б. В., Якушев В. П., Сферина И. Д. Методическое пособие по практическому использованию результатов испытаний механических свойств горных пород методом вдавливания штампа (для нефтяной и других отраслей горнодобывающей промышленности). Изд-во «Недра», 1966.
34. Cunningham R. A. How rotary speed shortens bit life, increase drilling costs. Oil and Gas J., vol. 58, No 28, 1960.
35. Garner N. E., Podio A., Gatlin C. Experimental study of crater formation in limestone at elevated pressures. J. of Petrol. Technology, vol. 15, No 12, 1963.
36. Gauthier G., Baron G. Classement des roches préliminaire a une étude de forabilité. Etude bibliographique. Revue de L'Institut Francais du pétrole, vol. XXIII, No 3, 1963, p. 343—368.
37. Handin Y., Higgs D., Dewis D., Weyl P. Effect of gamma-radiation on the experimental deformation of calcite and certain rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 68, 1958, p. 1205—1224.
38. Love A. E. H. The stress produced in a semi-infinite solid by pressure on part of the boundary. Philos. Transact. of the Royal. Soc., London, A228, 1929, p. 377—420.
39. Murray A. S., Cunningham P. A. Effect of mud column pressures on drilling rates. Petroleum Technology, vol. 7, No 11, XI, 1955, p. 196—204.
40. Rowley D. S., Howe R. Y., Deily F. H. Laboratory drilling performance of the full-scale rock bit. J. Petrol. Technology, vol. 13, No 4, 1961.
41. Sneddon Y. Boussinesq's problem for of latend end cylinder. Proc. of the Cambridge Soc., vol. 42, part I, 1946, p. 29—39.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (Л. А. Шрейнер)	Стр. 3
------------------------------------	-----------

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ И ИХ ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА. ОБЗОР

Глава I. Основные сведения из геологии, используемые при изучении деформационных свойств горных пород	7
§ 1. Краткие данные о строении и вещественном составе земной коры (Н. Н. Павлова)	7
§ 2. Краткая характеристика генетических групп горных пород (Н. Н. Павлова, В. П. Якушев)	11
Глава II. Современное состояние изученности деформационных свойств горных пород	27
§ 1. Деформационные процессы и их оценка при помощи деформационных характеристик горных пород (Б. В. Байдюк)	27
§ 2. Методы исследований деформационных свойств горных пород в условиях высоких давлений, температур, насыщающих сред и разных скоростей деформирования (Н. Н. Павлова, Б. В. Байдюк)	36
§ 3. Основные результаты исследований деформационных свойств горных пород (Н. Н. Павлова, Б. В. Байдюк)	39
Литература	56

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ГОРНЫХ ПОРОД НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ

Деформационные свойства осадочных горных пород нефтегазоносных областей Европейской части СССР при различных давлениях и температурах

Глава III. Задачи исследований деформационных свойств пород осадочной толщи (Б. В. Байдюк)	64
--	----

	Стр.
Глава IV. Методика определения и описания деформационных свойств осадочных горных пород в условиях трехосных напряженных состояний и различных температур (Б. В. Байдюк)	68
§ 1. Выбор методов нагружения горных пород при испытании	68
§ 2. Методика испытаний и экспериментальная аппаратура	73
§ 3. О возможностях формализованной обработки результатов испытаний горных пород	80
Глава V. Деформационные свойства осадочных горных пород нефтегазоносных районов Европейской части СССР (Б. В. Байдюк)	84
§ 1. Влияние схем нагружения на показатели деформационных свойств	84
§ 2. Влияние различных факторов на деформационные свойства осадочных пород Европейской части СССР	91
§ 3. Сравнительный анализ прочностных и пластических свойств осадочных пород Европейской части СССР	91
Литература	137

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

Деформационные свойства горных пород кристаллического фундамента Русской платформы при различных давлениях и температурах

Глава VI. Задачи исследований деформационных свойств пород кристаллического фундамента Русской платформы (Н. Н. Павлова)	138
Глава VII. Методы исследований деформационных свойств метаморфических и магматических пород и экспериментальная аппаратура (Н. Н. Павлова)	141
Глава VIII. Деформационные свойства основных типов горных пород кристаллического фундамента Русской платформы (Н. Н. Павлова, Г. Е. Кузьменкова)	149
§ 1. Деформационные свойства пород кристаллического фундамента Русской платформы в условиях всестороннего сжатия при комнатной температуре	178
§ 2. Деформационные свойства пород кристаллического фундамента Русской платформы в условиях всестороннего сжатия при различных температурах	204
§ 3. Изучение остаточных изменений в микроструктуре деформированных пород	207
Литература	219

РАЗДЕЛ ТРЕТИЙ

Влияние скорости деформирования на деформационные свойства горных пород

Глава IX. Методика и экспериментальная аппаратура для исследований влияния скорости деформирования на деформационные свойства горных пород (Н. Н. Павлова)	223
§ 1. Методика проведения исследований и экспериментальная аппаратура	223
§ 2. Методы измерений и регистрации изучаемых параметров	229

	Стр.
Глава X. Результаты экспериментальных исследований горных пород при всестороннем сжатии, повышенных температурах и разных скоростях деформирования (Н. Н. Павлова)	233
§ 1. Влияние скорости на деформационные свойства горных пород в условиях вдавливания, одноосного и трехосного сжатия при комнатной температуре	234
§ 2. Влияние скорости на деформационные свойства горных пород при совместном действии всестороннего сжатия и высоких температур	242
§ 3. Изучение микроструктурных изменений в породах, деформированных при различных скоростях	244
Глава XI. Зависимость условий прочности и пластичности исследуемых горных пород от скорости деформирования (Н. Н. Павлова)	250
Литература	255

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

МЕТОДЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

РАЗДЕЛ ПЕРВЫЙ

Использование деформационных свойств горных пород в нефтяной геологии

Глава XII. Оценка сравнительной деформируемости горных пород в земной коре (Б. В. Байдюк, Н. Н. Павлова)	257
Глава XIII. Количественное определение эллипсоида деформаций на основе изучения микроструктуры экспериментально деформированных горных пород (Б. В. Байдюк, Л. И. Толстова)	262
§ 1. Методика и результаты определения изменений микроструктуры деформированных осадочных пород	265
§ 2. Расчет деформаций на основании данных об изменении микроструктуры горных пород	279
Литература	280

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

Исследование механизма деформирования пористых пород-коллекторов нефти и газа

Глава XIV. Уплотнение и цементация песчаных коллекторов в условиях высоких давлений и температур (В. П. Якушев, Н. В. Смирнова)	283
§ 1. Исследование уплотнения и цементации кварцевых песков при всестороннем сжатии	286
§ 2. Исследование процесса деформирования кварцевых песчаников при всестороннем сжатии	295
Глава XV. Анализ результатов экспериментальных и петрофизических исследований (В. П. Якушев, Н. В. Смирнова)	301
§ 1. Анализ результатов экспериментальных исследований	301
§ 2. Анализ результатов петрофизических исследований песчаных пород с глубин от 1500 до 5000 м	304
	357

Глава XVI. Возможности прогнозирования коллекторских свойств пористых пород-коллекторов на больших глубинах (В. П. Якушев, Н. В. Смирнова)	308
Литература	310

РАЗДЕЛ ТРЕТИЙ

Использование механических свойств горных пород при бурении скважин

Глава XVII. Метод вдавливания штампа как технологический метод оценки буримости горных пород	312
§ 1. Оценка буримости горных пород (Л. А. Шрейнер)	312
§ 2. Механизм деформирования и разрушения пород при вдавливании (Б. В. Байдюк, Н. Н. Павлова)	314
§ 3. Влияние масштабного фактора на механические свойства горных пород при вдавливании (А. Т. Кирсанова, Л. А. Шрейнер)	319
Глава XVIII. Влияние всестороннего сжатия на механические свойства горных пород при вдавливании (И. Д. Сферина)	325
§ 1. Методика исследований	327
§ 2. Экспериментальная аппаратура	327
§ 3. Результаты экспериментальных исследований механических свойств горных пород при вдавливании в условиях горного и гидростатического давлений	329
Глава XIX. Буримость и устойчивость горных пород при бурении глубоких скважин	340
§ 1. Буримость различных горных пород на глубинах залегания до 15 км (Н. Н. Павлова)	340
§ 2. Устойчивость горных пород на стенках скважин в зависимости от глубины залегания и противодействия промысловой жидкости (Б. В. Байдюк)	349
Литература	353

Шрейнер Леонид Александрович, Байдюк Бронислав Васильевич, Павлова Нина Николаевна, Якушев Василий Петрович, Сферина Ирина Дмитриевна, Кузьменкова Галина Ефимовна, Смирнова Нина Васильевна, Кирсанова Анна Тимофеевна, Толстова Либия Иустиновна.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Ведущий редактор издательства С. М. Каешкова
Технический редактор В. Л. Прозоровская
Художник А. Е. Чучканов
Корректор В. А. Бобринская

Подписано к набору 20/IX 1967 г.
Подписано к печати 4/III 1968 г.
Формат 60 × 90^{1/16}. Печ. л. 22,5. Бумага № 1.
Уч.-изд. л. 23,0. Т-00684. Тираж 2000 экз.
Зак. № 1118/802-5. Цена 1 р. 65 к.
Индекс 1—4—1.

Издательство «Недра». Москва, К-12,
Третьяковский пр., 1/19.

Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник»
Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете
Министров СССР. Московский проспект, 91.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА»
готовятся к печати и выйдут в свет
во втором полугодии 1968 г.
НОВЫЕ КНИГИ по НЕФТИ и ГАЗУ

АЛЕКСЕЕВ Ю. Ф. Использование данных по механическим и абразивным свойствам горных пород при бурении скважин. 8 л. Ц. 57 коп.

АТЯКИН А. К. Опробование полезных ископаемых при бурении скважин. 20 л. Ц. 1 р. 20 к.

БАШКАТОВ Д. Н., ОЛОНОВСКИЙ Ю. А. Вращательное шнековое бурение геологоразведочных скважин. 15 л. Ц. 98 коп.

КРЫЛОВ В. И., СУХЕНКО Н. И. Борьба с поглощением при бурении скважин за рубежом. 14 л. Ц. 89 коп.

ЛИМАНОВ Е. Л. и др. Бурение направленных и многозабойных скважин устройством УНБ-КО. 3 л. Ц. 21 коп.

ПИТАДЕ А. А. и др. Пособие по дробовому бурению. Изд. 2, перераб. и доп. 10 л. Ц. 58 коп.

С подробными аннотациями на эти книги Вы можете ознакомиться в тематическом плане издательства «НЕДРА» на 1968 год, который имеется во всех книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу.

Заказ на эти книги можно оформить в местных магазинах книготорга.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»