

**МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН**

А. Д. КАЮМОВ

ГРУНТОВЕДЕНИЕ И МЕХАНИКА ГРУНТОВ

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

ЧАСТЬ I

Допущено Министерством высшего и среднего специального
образования Республики Узбекистан в качестве учебника для студентов
по специальности

60721700-Гидрогеология и инженерная геология

Ташкент 2023

УДК: 551.1/4(075)

КБК 26.35

Рецензенты:

М.М.Закиров – ТашГТУ, д.г.-м.н., проф. каф. «Гидрогеология,
инженерная геология и геофизика»;

Р.М.Худайкулов – ТГТУ, доктор философии, PhD, зав. каф. «ИиПАД».

Каюмов А.Д. Грунтоведение и механика грунтов. Часть I.

Грунтоведение: Учебник. –Ташкент: _____, 2023. -211 с.

Учебник «Грунтоведение и механика грунтов» предназначен для студентов бакалавриатуры по направлению образования 60721700-Гидрогеология и инженерная геология. Он состоит из двух частей: 1 часть – “Грунтоведение” и 2 часть – “Механика грунтов”. В 1 части рассмотрены твёрдые компоненты грунта, размер, морфологические особенности и количественное соотношение элементов твердой компоненты грунта, жидкая компонента грунта, естественная влажность грунтов и ее влияние на их свойства, газовая и живая компонента грунта, грунт как многокомпонентная система, физико-химические и механические свойства, классификация, скальные, дисперсные, глинистые и пылеватые грунты, засоленные и искусственные грунты, массивы грунтов.

“Gruntshunoslik va gruntlar mexanikasi” darsligi 60721700-Gidrogeologiya va muhandislik geologiyasi bakalavriat ta’lim yo’nalishi talabalari uchun mo’ljallangan bo’lib, ikki qisimdan iborat, 1 qism “Gruntshunoslik” va 2 qism “Gruntlar mexanikasi”. 1 qisimda gruntlarning qattiq komponentlari va uning elementlari o’lchami, morfologik xususiyati va miqdoriy nisbati, suyuq komponentlari, tabiiy namligi va ularning xossalari ta’siri, gazli va tirik komponentlari, fizik, fizik-kimyoviy, fizik-mexanik xossalari, mustahkamligi, tasnifi, qoya-tog‘, dispers, gilli va changli gruntlar, sho’rlangan va sun’iy gruntlar, grunt massivi kabilar yoritilgan.

The textbook "Soil science and soil mechanics" is intended for undergraduate students in the direction of education 60721700-Hydrogeology and engineering geology. It consists of two parts: Part 1 – “Soil Science” and Part 2 – “Soil Mechanics”. In part 1, the solid components of the soil, the size, morphological features and the quantitative ratio of the elements of the solid component of the soil, the liquid component of the soil, the natural moisture content of soils and its effect on their properties, the gas and living components of the soil, the soil as a multicomponent system, physical, chemical and mechanical properties, classification, rocky, dispersed, clayey and dusty soils, saline and artificial soils, soil massifs.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
ОБЩАЯ ЧАСТЬ	
1. История дисциплины «Грунтоведение»	8
2. Развитие дисциплины «Грунтоведение»	10
Глава 1. Состав грунтов	
1.1. Твердая компонента грунта	15
1.2. Размер, морфологические особенности и количественное соотношение элементов твердой компоненты грунта	22
1.3. Жидкая компонента грунта	35
1.4. Газовая компонента грунта	44
1.5. Живая компонента грунта	48
ГЛАВА 2. ГРУНТ КАК МНОГОКОМПОНЕНТНАЯ СИСТЕМА	
2.1. Взаимодействие компонентов грунта и их структурные связи	55
2.2. Структура и текстура грунтов	63
ГЛАВА 3. СВОЙСТВА ГРУНТОВ	
3.1. Химические и физико-химические свойства грунтов	72
3.2. Физические и биотические свойства грунтов	104
3.3. Физико-механические свойства грунтов	123
3.4. Прочностные свойства грунтов	135
ГЛАВА 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ГРУНТОВ	
4.1. Виды классификации	152
4.2. Скальные грунты	157
4.3. Дисперсные грунты	168
4.4. Глинистые и пылеватые (лёссовые) грунты	177
4.5. Засолённые грунты	188
4.6. Искусственные грунты	193
ГЛАВА 5. МАССИВЫ ГРУНТОВ	
5.1. Определение понятий	199
5.2. Свойства массивов	203
ГЛОССАРИЙ	208
ЛИТЕРАТУРА	211

MUNDARIJA

KIRISH	6
UMUMIY BO‘LIM	
1. Gruntshunoslik fanining tarixi	8
2. «Grntshunoslik» fanining rivojlanishi	10
1-BOB. GRUNTLARNING TARKIBI	
1.1. Gruntlarning qattiq komponentlari	15
1.2. Gruntlarning qattiq komponentlarini elementlarining o‘lchami, morfologik xususiyati va miqdoriy nisbati	22
1.3. Gruntlarning suyuq komponentlari	35
1.4. Gruntlarning gazli komponentlari	44
1.5. Gruntlarning tirik komponentlari	48
2-BOB. GRUNT KO‘PKOMPOONENTLI TIZIM	
2.1. Grunt komponentlarining o‘zaro ta’siri va ularda strukturali bog‘lanishlar	55
2.2. Gruntlarning strukturasi va teksturasi	63
3-BOB. GRUNTLARNING XOSSALARI	
3.1. Gruntlarning kimyoviy va fizik-kimyviy xossalari	72
3.2. Gruntlarning fizik va biotik xossalari	104
3.3. Gruntlarni fizik-mexanik xossalari	123
3.4. Gruntlarning mustahkamligi	135
4-BOB. GRUNTLARNING TASNIFI	
4.1. Tasnif turlari	152
4.2. Qoya tog‘-gruntleri	157
4.3. Dispers gruntlar	168
4.4. Gilli va changli (lyossimon) gruntlar	177
4.5. Sho‘rlangan gruntlar	188
4.6. Sun’iy gruntlar	193
5-BOB. GRUNT MASSIVI	
5.1. Tushunchani aniqlashtirish	199
5.2. Massivlarning xossalari	203
GLOSSARIY	208
ADABIYOTLAR	211

TABLE OF CONTENTS

INTRODUCTION	6
THE GENERAL PART	
1. History of the discipline "Soil science"	8
2. Development of "Groundscience"	10
HEAD-1. STRUCTURE GROUNDS	
1.1 Firm a ground component	15
1.2. The size, morphological features and quantitative a parity elements firm ground components	22
1.3. Liquid a ground component	35
1.4. Gas a ground component	44
1.5. Live a ground component	48
HEAD-2. A GROUND AS MULTICOMPONENT SYSTEM	
2.1. Interactions a component of a ground and their structural communications	55
2.2. Structure and a structure grounds	63
HEAD-3. PROPERTIES ГРУНТОВ	
3.1. Chemical and physical and chemical properties grounds	72
3.2. Physical and биотическая properties grounds	104
3.3. Physic-mechanical properties grounds	123
3.4. Strength properties of soils	135
HEAD-4. CLASSIFICATION GROUNDS	
4.1. Classification kinds	152
4.2. Rocky soils	157
4.3. Disperse grounds	168
4.4. Clay and silt (loessial) grounds	177
4.5. Salted grounds	188
4.6. Artificial grounds	193
HEAD-5. FILES GROUNDS	
5.1. Definition of concepts	199
5.2. Properties of files	203
GLOSSARY	208
THE LITERATURE	211

ВВЕДЕНИЕ

Грунтоведение является основным учебным направлением специальности «Гидрогеология и инженерная геология», а также в области строительства, таких как «Здания и сооружения», «Автомобильные дороги и аэродромы», «Строительство железных дорог», «Транспортные тоннели и мосты» в высших учебных заведениях.

Воздействие геологической деятельности человека на природу повышается с развитием науки и техники. В результате возрастает значение инженерной геологии среди наук, изучающих геологию окружающих сред. В то же время очевидна и актуальность грунтоведения, являющегося основным теоретическим разделом инженерной геологии.

Все горные породы, почвы, отложения и антропогенные образования, связанные с инженерной деятельностью человека, называются грунтами. Они изучаются как многокомпонентная динамическая система во время запланированной, реализованной и внедренной инженерной деятельности человека. В результате воздействия человека пропорции компонентов, входящих в состав грунта, меняются, что приводит к изменению их свойств. Поэтому в данном учебнике сначала описываются свойства отдельных компонентов грунтов, в том числе твердых, жидких, газообразных и живых компонентов. Далее рассматриваются их физические, физико-химические, механические свойства, прочность и отдельные виды.

При описании почв важно не только изучение их свойств в отдельных образцах, но и исследования грунтового слоя в целом в естественном массивном состоянии. Поэтому изучению грунтового массива необходимо уделять особое внимание, в связи с этим ему посвящен один параграф учебника.

Следует отметить, что ранее учебник «Грунтоведение» издавали в основном преподаватели Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова. В 1936 г. М. М. Филатов выпустил учебник «Основы фундаментального грунтоведения». В нем он подошел к генетике и физико-химии как к ключевому фактору в изучении грунтов. В 1943 г. В.А. Приклонский издал учебник «Общее грунтоведение», в

1949 и 1952 гг. 2 том «Грунтоведение», в 1955 г. - учебник «Грунтоведение». В 1952 г. Е.М. Сергеев выпустил учебное пособие "Общее грунтоведение", в 1959 г. - учебник "Грунтоведение". Данный учебник переиздавался в 1971, 1974, 1983 и 1988 годах под редакцией Е.М. Сергеева и в 2005 году под редакцией В.Т. Трофимова, причем его содержание, сущность и структура были коренным образом изменены.

В 2007 году издан учебник «Грунтоведение» на узбекском языке (на кириллице) авторами А.А. Адиловым и Н.М. Каюмовой и переработан в 2011 году Каюмовым А.Д., Адиловым А.А. и Каюмовой Н.М. на латинице.

Данный учебник предназначен для бакалавров, магистрантов и докторантов. В частности, он познакомит их с основами дисциплины, а также даст представление о перспективных задачах грунтоведения и их теории развития, разъяснит некоторые термины, широко используемые в грунтоведении.

При написании учебника автор опирался на свою научную работу, на преподавательскую деятельность в Ташкентском государственном техническом университете, а также на учебник «Грунтоведение» под редакцией Е.М. Сергеева (1983 г.) и В.Т. Трофимова (2005 г.), В.Д.Казарновского «Основы инженерной геологии, дорожного грунтоведения и механики грунтов», зарубежную литературу М.Д.Враја «Principles of Geotechnical Engineering» (2010 г.), G.P.David «Engineering Geology principles and practice» (2009 г.) и R.F.Craig «Craig's soil mechanics» (2010 г.).

ОБЩАЯ ЧАСТЬ

1. История дисциплины «Грунтоведение»

Грунтоведение – это часть инженерно-геологической науки, изучающая почвы как отдельные компоненты с практических и теоретических аспектов в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека.

Окружающая среда человека состоит из нескольких компонентов: биосферы, атмосферы, гидросферы и литосферы. Все перечисленные компоненты взаимодействуют. Воздействие человека на литосферу может быть как прямым, так и через другие компоненты окружающей среды прямо и косвенно. Его влияние на литосферу рассмотрим на следующих примерах.

В настоящее время около 20 % земной поверхности занимают различные инженерные сооружения (здания, карьеры, дороги, водохранилища и др.).

По мнению Е. М. Сергеева, протяженность автомобильных и железных дорог составляет несколько миллионов километров, а количество грунта, залегающего на их возвышениях, можно сравнить с современным руслом рек.

Мелиоративно-ирригационные сооружения охватывают сотни квадратных километров. В XXI веке площадь орошаемых земель во всем мире оценивается в 200 млн га. При этом многие участки с избыточной влажностью требуется просушить, так как на этих территориях, занимающих поверхностную часть земли, человек коренным образом меняет водный режим и состояние почвы и горных пород.

В результате деятельности человека земная поверхность покрыта десятками тысяч кубических километров горных пород, не имеющих общего сходства с четвертичными отложениями.

В настоящее время в городах проживает более половины населения мира. Следует отметить, что город является наиболее динамичной и разнообразной сферой деятельности человека на поверхности литосферы.

Геологические процессы, происходящие на поверхности, имеют большое значение. Вмешательство на неё человека еще больше

повышает значение геологических процессов, происходящих на земной поверхности. Согласно мировой статистике, 70% оползней происходят в результате деятельности человека.

Из выше изложенного можно сделать вывод, что изучение поверхностной части литосферы, являющейся единым компонентом окружающей среды, имеет большое значение. Эту часть среды уместно назвать, по Е. М. Сергееву, «геологической средой». Термин и понятие «геологическая среда» неразрывно связаны с жизнью и деятельностью человека в литосфере и позволяют задуматься над ней.

Геологическая среда представляет собой весьма многокомпонентную динамическую часть литосферы, находящуюся под влиянием инженерной деятельности человека и, в свою очередь, в определенной степени определяющую эту деятельность. В результате деятельности человека происходят изменения в естественных геологических процессах и возникают новые антропогенные процессы, что, в свою очередь, приводит к изменению специфических характеристик региона.

Таким образом, в результате антропогенного воздействия изменяется характер горных пород, геологические процессы и районы освоения, имеющие большое значение в экономике. Инженерно-геология занимается всеми поставленными вопросами.

Содержание инженерной геологии по-разному описывалось и определялось учеными в разное время. Одно из последних определений дано в учебнике «Инженерная геология», написанном в 1951 г. И.М. Поповым. В нем автор пишет: «Инженерная геология как наука есть часть геологии, изучающая динамику верхнего горизонта земной коры, зависящую от инженерной деятельности человека».

В настоящее время существует понятие «Инженерная геология — наука о рациональном использовании и охране геологической среды».

Инженерная-геология делится на теоретические и практические отделы, которые взаимосвязаны, но имеют свой частный объект изучения и самостоятельное научное направление. Теоретический раздел включает: грунтоведение (изучает горные породы), инженерную геодинамику (изучает процессы) и региональную инженерную геологию (изучает направления).

Первое из этих научных направлений - грунтоведение - составляет основное содержание настоящего учебника. Инженерная геодинамика — второй раздел инженерной геологии, изучающий морфологию, механизм, инженерно-геологические причины, закономерности пространственно-временного формирования и последующего развития современных и прогнозируемых природных и антропогенных геологических процессов в верхнем горизонте (литосфере).

Региональная инженерная геология — раздел инженерной геологии, изучающий инженерно-геологические условия земной коры в различных структурных регионах, закономерности их пространственного распределения, пространственно-временные изменения под влиянием современных и прогнозируемых природных и антропогенных геологических процессов.

Следует отметить, что объект изучения региональной инженерной геологии более сложен, чем у грунтоведения и инженерной геодинамики. Грунтоведение и инженерная геодинамика имеют структуру инженерной геологии и изучают наиболее сложные компоненты - грунты и геологические процессы. Региональная инженерная геология рассматривает структуру как целостную систему.

Таким образом, грунтоведение представляет собой единую теоретическую отрасль инженерной геологии, имеющую большое значение для остальных ее отраслей.

2. Развитие дисциплины «Грунтоведение»

Грунтоведение – это наука о почвах, поэтому первое, что нужно сделать, это разобраться с термином «грунт».

Термин «грунт» на немецком языке был придуман русскими строителями во времена Петра I, когда Волга слилась с Балтийским морем. К девятнадцатому веку среди русских строителей сложилось определенное мнение о термине «грунт». Грунт определяется как горная порода, используемая в качестве основы для сооружения.

В СНГ сформировалось «Грунтоведение» как новое направление в изучении грунтов в связи со строительством. Главным аргументом для его возникновения послужили генетический подход, развитый В. В. Докучаевым в почвоведении и работы П. А. Земятчинского в изучении

глин. П.А.Земятченский в 1923 г. при изучении глин рассматривал их как физическое тело, образовавшееся в определенных природно-исторических условиях.

В 1923 в Петербурге было создано дорожно-исследовательское бюро и под руководством Н. И. Прохорова, П. А. Земятчинского и Н. Н. Иванова были организованы исследования грунтов и осадочных (преимущественно молодых) пород для дорожного строительства. Возникло дорожное грунтоведение, а позднее, когда его место занял генетический подход к изучению горных пород для других видов инженерных сооружений, термин «дорога» утратил свое значение и стал более широко именоваться «грунтоведением».

В сентябре 1924 г. в Среднеазиатском государственном университете была создана проф О. К. Ланге кафедра «Динамическая геология» и в 1930 г. была переименована в кафедру «Гидрогеология и инженерная геология». При этом особое внимание уделялось науке о грунте.

Кафедра «Грунтоведение» была создана в 1930 г. в Петербургском, а затем в 1938 г. в Московском университете для проведения специализированных исследований в области грунтоведения и обеспечения студентов углубленными знаниями.

Следует отметить, что грунтоведение сложилось как естественно-историческая наука. Научные труды по её развитию, изданными, наряду с нашими предками Абу Райханом Беруни, Абу Али Ибн Сино, Аль-Хорезми, Аль-Фароби, русскими учеными: П.А. Земятчинским, М.М. Филатовым, В.В. Охотиным, В.А. Приклонским, Б.М. Гуменским, Н.Н.Масловым, зарубежными учеными: М.Д.Вража, G.P.David, R.F.Craig, а также узбекскими учеными: А.А.Адиловым, Г.А.Мавлоновым, Э.В.Кадыровым, А.Д.Каюмовым, К.П.Пулатовым, Х.З.Расуловым, М.Ш.Шерматовым, А.З.Хасановым приобрели важное значение.

Одновременно с грунтоведением появляется близкая к ней наука «Механика грунтов», стоящая между физико-математическими, строительными и геологическими науками. Основным источником информации послужила монография К. Терцаги «Строительная механика грунтов», изданная в 1925 г.

В механике грунтов рассматриваются общие закономерности воздействия теоретической и строительной механики на горные породы.

При этом приоритет отдается механическим свойствам грунтов, которые подчиняются законам механики и изображаются на определенных расчетных чертежах, в меньшей степени с учетом геологических свойств грунтов, образовавшихся в результате их генезиса.

При изучении горных пород как грунт необходимо изучать не только минеральную часть (твердую составляющую) породы, но и воду (жидкая составляющая) и воздух (газообразная составляющая) любой горной породы. Потому что по своей сути и содержанию грунтоведение изучает горные породы как многофакторную систему. Соотношение данных компонентов (горные породы могут содержать и живые компоненты) определяет свойства грунтов. Следует отметить, что глинистые и лёссовые грунты обладают большой прочностью в сухом состоянии, но превращаются в текучий при воздействии на него воды.

М.Д.Бража [1] показывает общую массу и объем элементов грунта в естественном состоянии на рис. 1а, а три фазы элементов грунта (воздух, вода и твердые частицы) - на рис. 1б. Таким образом, сумма объемов данного образца грунта может быть выражена следующим образом:

$$V = V_S + V_V = V_S + V_W + V_a, \quad (1.1)$$

где V_S – объем твердых частиц в грунте; V_V – объем пористости; V_W – объем воды в пористости; V_a – объем воздуха в пористости.

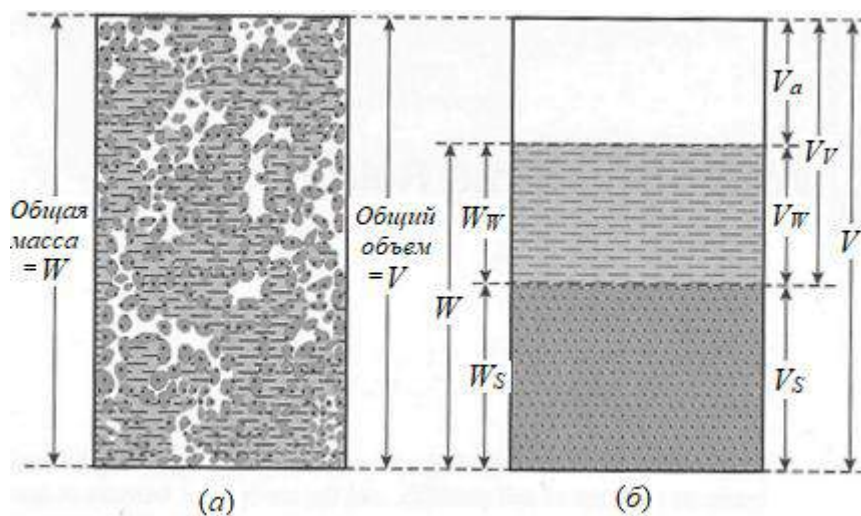


Рис. 1. (а) - элементы грунта в естественном состоянии; (б) - три фазы элемента грунта

На основании изложенного В.Т.Трофимов определил термин «грунт» следующим образом. Грунты - любые горные породы, почвы, осадки и антропогенные геологические образования, рассматриваемые как многокомпонентные динамичные системы, исследуемые в связи с планируемой, осуществляемой или осуществленной инженерной деятельностью человека.

Таким образом, в развитии грунтоведения основной его задачей является рассмотрение горных пород, почв и техногенных образований как грунты от микроуровня до массива с целью рационального освоения геологической среды.

Следует отметить, что В.Т. Трофимов сформулировал основной закон грунтоведения, как «состав, строение, состояние и свойства грунтов определяются их генезисом, описанием постгенетических процессов и их современным пространственным (координатным) положением». Следует также отметить, что грунтоведение следует разделить на три части: общую, региональную и геодинамическую.

Общее грунтоведение — научная отрасль грунтоведения, изучающая общий состав, состояние, строение и свойства грунтов и их соединений, закономерности их образования, изменения естественных и текущих антропогенных и прогнозируемых геологических процессов во времени и пространстве. Объектом являются пространственные характеристики грунтов.

Региональное грунтоведение — научная отрасль грунтоведения, изучающая пространственное размещение грунтов (как элемента инженерно-геологической структуры), их состав, состояние и свойства, закономерности пространственно-временного формирования, изменения текущих и естественных прогнозируемых и антропогенных процессов. Объектом являются грунты в геологическом пространстве.

Геодинамическое грунтоведение — научная отрасль грунтоведения, изучающая закономерности пространственно-временных изменений состава, состояния и свойств грунтов под влиянием естественных и текущих антропогенных и прогнозируемых геологических процессов. Объект представляет собой динамическую систему грунтов.

Таким образом, в развитии грунтоведения основной его задачей является рассмотрение горных пород, почв и техногенных образований

как грунтов от микроуровня до массива с целью рационального освоения геологической среды.

Ключевые слова: грунтоведение, окружающая среда, деятельность человека, геологическая среда, инженерная геология, грунт, механика грунтов, горные породы, состав, строение, свойства.

Вопросы для повторения:

1. Что изучает инженерная геология?
2. Кто занимался историей Земли и ее устройством?
3. Из скольких разделов состоит инженерная геология?
4. На какие направления делится грунтоведение?
5. Что означает термин «грунт»?
6. Расскажите о возникновении и развитии науки «Грунтоведение».
7. Задачи грунтоведения.
8. Какие науки связаны с наукой грунтоведения?
9. Кто из узбекских ученых занимался грунтами?
10. Кто из зарубежных ученых занимался грунтами?
11. Законы грунтоведения.
12. Генетические типы грунтов.
13. С какой целью изучают свойства грунтов?
14. Состав горных пород.

ГЛАВА I. СОСТАВ ГРУНТОВ

1.1. Твердая компонента грунта

Твердые компоненты, при изучении горных пород в инженерно-геологическом направлении, в зависимости от конечной цели исследования - инженерные сооружения и их комплексы по определению важных свойств горных пород и их массивов, разделяют на несколько разделов. К ним относятся прежде всего прочность и устойчивость грунтов, их физические и физико-химические свойства. В свою очередь, они зависят от химико-минерального состава, структуры и содержания твердой составляющей.

Твердые компоненты грунтов состоят из различных минералов, органоминеральных соединениях и твердой воды. При инженерно-геологическом изучении горных пород исследуют минералы, которые в ней распространены и образуют основную горную породу, существенно влияющую на ее свойства.

По мнению М.Д.Враја [1], минеральные частицы, образующие твердую фазу почв, являются продуктом процесса эрозии гор. Размер некоторых частиц колеблется в очень широких пределах. Физические свойства большинства грунтов зависят от их размера, формы и химического состава частиц. Чтобы разобраться в этих факторах необходимо знать основные типы скальных горных пород, слагающих земную кору. Скалистые горные породы образуются в основном по трем типам: затвердеванию магмы (магматические), ее метаморфизму (метоморфные) и седиментации (седиментационные).

Минеральный состав метаморфических пород во многом подобен составу магматических пород. Однако они содержат также обычный кварц, полевой шпат, пироксен, амфибол, а также метаморфически образованные гранат, дистен, андалузит, хлорит, эпидот и минералы, существенно влияющие на свойства этих пород.

Осадочные породы сложены в основном кварцем, полевым шпатом, слюдой, а также глинистыми, карбонатными, сульфатными, галоидными минералами, а также органическим веществом и органоминеральными соединениями.

Прочностные и деформационные свойства грунтов зависят от прочности входящих в их состав твердых компонентов (минеральных

кристаллов, частиц и зерен горных пород, минеральных частиц и др.) и характеристики связи между ними. Прочность твердых компонентов зависит от прочности и характера связи внутри них. Минералы одного и того же состава могут иметь разную прочность в зависимости от строения кристаллов и описания химической связи между ними. Наоборот, прочность и деформация минералов разного химического состава могут быть одинаковыми, поскольку их кристаллическая структура и связь между ними близки друг к другу.

При изучении полезных ископаемых в инженерно-геологических целях наибольшее внимание уделяется их физическим, физико-химическим и механическим свойствам, которые зависят от кристаллической структуры. Прочность кристаллической структуры определяется направлением и энергией связи между отдельными атомами в структуре. Поэтому разделение полезных ископаемых для инженерно-геологических целей осуществляется по основному типу их химической зависимости, а не по химическому составу, как в минералогии.

Взаимозависимость электронов в кристаллической структуре исходных породообразующих минералов может быть ионной, ковалентной, металлической, гидрированной и молекулярной. Величина энергии данных видов зависимостей может изменяться в больших пределах. Наиболее прочными из них являются ионная и ковалентная связи (табл. 1.1).

Таблица 1.1.

Энергия и характер связей в твердых компонентах грунтов

Тип связи	Энергия структуры, ккал/мол	Энергия связи, эВ	Характерные свойства тела
Ковалентный	170-283	3,1	Высокая твердость, слабая электропроводность.
Ионовый	180-220	1,3	Растворимость, малая электропроводность.
Металлический	26-96	0,1-0,5	Высокая электропроводность
Водородный	3-12	0,13	Склонность к полимеризации
Молекулярный	1,8-2,4	0,01	Низкие точки плавления и кипения, сжимаемость

Образование *ионных* связей определяется взаимным электромагнитным действием атомов, их способностью притягивать другие электроны. При образовании такой связи валентные электроны образуют два противоположных иона от низкоэлектроотрицательного атома до больших электроотрицательных атомов. В результате, за счет кулоновой силы, возникает связь между ними.

Среди распространенных минералов наиболее подходящими по типам ионных связей являются простые соли, в состав которых входят карбонаты, сульфаты и галоиды. Общей чертой поваренных солей является их способность легко растворяться в воде. Это свойство объясняется размягчением ионной связи в водной среде.

Если взаимодействующие атомы близки или имеют одинаковое электроотрицательное значение, то химическая связь происходит за счет «использования» друг друга в паре электронов. Это делается путем переноса части электронов с орбиты отдельного атома на орбиту соседнего с ним атома. Обобщенные таким образом электроны образуют прочную связь между атомами, называемую *ковалентной* связью.

Ковалентные связи имеют большое значение при образовании силикатов из магматических, метаморфических и многих осадочных пород, образующих материнскую породу. Большинство силикатов имеют связь ионного типа наряду с ковалентной. Однако для этих минералов присущи наиболее характерные свойства, а именно, высокая прочность, малая растворимость и др., в частности, наличие в них ковалентных связей.

Металлическая связь образуется на стыках свободной валентной орбиты и элементов с малой энергией ионизации. Такая связь характерна для всех металлов — соединений с высокой электро- и теплопроводностью, где электроны в кристаллической решетке относительно подвижны. Из 107 элементов периодической таблицы 83 являются металлами. Энергия связи между электронами и ядрами в кристаллах металлов сравнительно невелика (табл. 1.1), она минимальна в щелочных металлах и повышается с увеличением заряда ядра, достигая максимального значения в переходных металлах.

В водородосодержащих соединениях (вода, лед, кристаллогидраты, органические соединения) водород, находящийся между двумя

атомами и ковалентно связанный с одним из них, может одновременно взаимодействовать с другим атомом с образованием *водородной* связи. Это свойство водорода объясняется тем, что он имеет малый атомный радиус и не имеет внутреннего слоя электронов.

Тот факт, что молекулы в веществе находятся на большем расстоянии, чем ионный радиус, может создать молекулярную или вандерваальсову гравитационную силу, действующую между ними, в результате их взаимодействия и поляризации.

Из связей *молекулярный* тип является наиболее рыхлым. Он встречается практически во всех минералах (при любых формах других видов химической связи), но молекулярная связь играет значительную роль в тонкодисперсных глинистых минералах.

Таким образом, в зависимости от строения связей атомов между минералами, входящими в состав твердых компонентов грунтов, и основного типа (вида) соединения можно разделить на пять групп по их физическим, физико-химическим и механическим свойствам:

1) класс первичных силикатных минералов с ковалентными связями;

2) ионные минералы и простые соли (галогениды, сульфаты, карбонаты), на которых основана ионная связь;

3) соединения металлов, основным из которых является металлическая связь;

4) родственные глинистые минералы, которые лежат в основе ковалентной, а также молекулярной и водородной связи;

5) органические вещества и органо-минеральные комплексы с основными молекулярными и ковалентными связями;

б) лед с молекулярными, водородными и ковалентными связями.

В классе первичных силикатных минералов основной является ионно-ковалентная связь, в простых солях — основная ионная связь. На строение и свойства минеральных производных следующих трех типов групп большое влияние оказывает взаимодействие водородных и молекулярных связей, а также ковалентных и ионных связей.

Большинство силикатов имеют сложный состав и структуру. Их основным структурным элементом является тетраэдр кремнезема $(\text{SiO}_4)^{4-}$ с ионами Si^{4+} в центре и ионами O^{2-} на концах. К классу

первичных силикатных минералов относятся: кварц, полевой шпат, оливин, пироксен, амфиболы и другие.

Кварц имеет каркасную структуру, в которой тетраэдр кремнезема соединен своими концами так, что один конец тетраэдра является концом другого тетраэдра рядом с ним. Такая структура наблюдается и у полевого шпата.

В группу простых солевых минералов (рис. 1.1) входят галоиды (галит, сильвин, карналлит), сульфаты (гипс, ангидрит, барит), карбонаты (кальцит, доломит, магнезит, сидерит), распространенные среди осадочных пород, реже среди метаморфических и магматических пород.

Важнейшим свойством простых солей в минеральных решетках, лежащим в основе ионной связи, является их растворимость. В этом случае событие плавления происходит, когда энергия гидратации больше энергии в кристаллической решетке.

Помимо серы и мышьяка к металлосвязанным минералам относятся в основном Fe, Cu, Zn, Pb, Sb, Ag, Au, Bi, Co, Ni. Кроме того, известно 250 видов сульфидов, входящих в их группы. Почвы включают твердые компоненты, такие как самородные полезные ископаемые (медь, серебро и др.), металлические отходы и т. д., которые помимо сульфидов имеют металлическую связь.



Рис. 1.1. Кристаллы соли в засоленном грунте

Глинистые минералы - относительно устойчивые минералы, относящиеся к группе водных силикатов со слоистой и слоисто-поясной структурой, образующихся в результате химической эрозии большей части горных пород.

Они отличаются от других минералов силикатного класса высокой дисперсностью и гидрофильностью, способностью к сорбции и ионному обмену. В природных условиях размер глинистых минералов составляет 1-10 мкм, поэтому они встречаются в тонкой (глинистой) фракции осадочных пород, в состав которой обычно входят частицы размером <1-2 мкм (рис. 1.2).

К породообразующим глинистым минералам относятся: каолинит, монтмориллонит, гидрослюда.

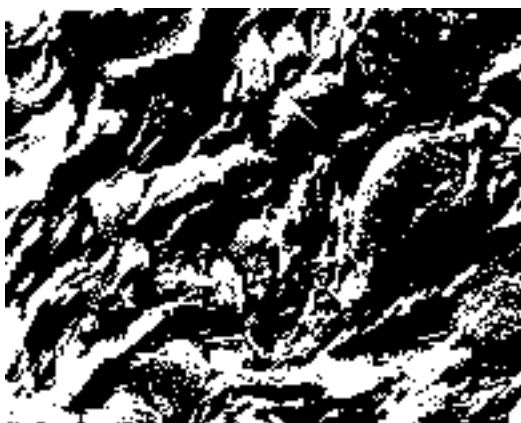


Рис. 1.2. Частицы песка, пыли и листовой глины в морских глинистых породах: турбулентная микроструктура

Грунты часто содержат органическое вещество (рис. 1.3). Осадок встречается в горных породах в виде сосредоточенном в одном месте (торфяники, угольные пласты, сланцы) или в рассеянном состоянии.

Грунты, богатые органическим веществом, характерны для платформенных фаций и фаций, заканчивающихся развитием в предгорьях. Они в основном встречаются в маловодных лагунах, гаванях, ручьях, болотах, озерах и т. д.



Рис. 1.3. Бактерии на поверхности минеральной частицы с палеогеновым аргиллитом

Органическое вещество, особенно наиболее разложившаяся (глифитизированная) его часть - характеризуется гидрофильностью, высокой водопроницаемостью, высокой пластичностью, малой водопроницаемостью, сильным уплотнением и т. д. для гумуса.

Все виды органического вещества, содержащиеся в грунте, представляют собой остатки продуктов, оставшихся от разложения когда-то живших организмов. Одни из них попали в осадок при его сборе, другие попали после образования породы. Разложение органических остатков на практике начинается за счет выщелачивания микробиологических процессов после их осаждения. Часть живых и растительных тканей, углеводы, белки, жиры, легко усваиваемые организмами в первую очередь, затем наиболее стойкие воски и лигнины к микробиологическому и химическому разложению. В результате сложных процессов разложения и синтеза органических остатков образуются и начинают деформироваться низкомолекулярные соединения, битумы и гуминовые вещества, которые легко гидролизуются.

Плотность органического вещества не превышает 1,25-1,80 г/см³, теплоемкость их вдвое больше, чем у глин. Органические вещества можно разделить на три группы по их распределению в почве: рассеянные, локально и регионально распределенные.

Органическое вещество, рассеянное в грунте, представляет собой тонкую фракцию на поверхности частиц в виде «пленки» или «рубашки». Оно обычно равномерно распределяется в грунтовом слое. Органическое вещество распространено в платформенных фациях и фациях, где остановилось предгорное развитие, в отложениях малых водоемов, лагун, лиманов, старцев, болот, озер и т. д.

Локально распределенное органическое вещество присутствует в определенных фациях (например, старые отложения, болота и т. д.) и локально собирает организмы в одном месте в грунтах. Примеры локального распределения органического вещества - угольные пласты, алевроитовые прослойки, торф. Локальным распространением органики могут быть техногенные почвы (отвалы, отложения водоемов, культурные толщи).

Региональное распространение органического вещества происходит в определенных районах, где в определенные геологические периоды происходило захоронение живых организмов. Например, центральные и северные водно-болотные угодья Западной Сибири, богатые торфяными грунтами. Кроме того, в современных отложениях тропического климата наблюдается региональное распределение

органического вещества.

Согласно David George Price [2], грунты содержат небольшое количество растительных и животных остатков, и это может сильно влиять на свойства грунтов. Например, небольшое количество коллоидного органического вещества в глине увеличивает предел ее пластичности и делает ее сжимаемой. Осложняет работа с цементом, содержащим органические вещества.

При отрицательной температуре паровая влага в почве кристаллизуется и превращается в лед. Образовавшийся лед является одним из основных компонентов мерзлого грунта.

Лед - уникальный минерал, существенно отличающийся от рассмотренных ранее минеральных и органических соединений по своему составу, строению и свойствам. При нормальных термодинамических условиях (температура ниже 0°C и атмосферное давление) лед имеет гексагональную структуру. В такой структуре шесть молекул воды образуют прямую гексагональную ячейку с размером оси $b=0,9 \text{ \AA}$. Взаимозависимость кислорода и водорода внутри молекулы воды составляет 40% ионная и 60% водородная. Расстояние между молекулой водорода-кислорода внутри молекулы воды и между двумя соседними молекулами составляет 1,00 и 1,76 \AA соответственно. Энергия водородной связи в структуре льда составляет 18,8 кДж/моль. Плотность льда в среднем на 9 % ниже плотности воды и составляет 0,91 г/см³ (при 0°C). Кристаллы льда характеризуются пластической деформацией. Лед имеет высокую диэлектрическую проницаемость и ее значение на 20-30% выше, чем у воды.

1.2. Размер, морфологические особенности и количественное соотношение элементов твердых компоненты грунта

Размеры структурных элементов. Твердые компоненты всех грунтов состоят из отдельных кристаллов, называемых кристаллическими элементами, или обломков горных пород, которые могут частично различаться. Размер элемента структуры может варьироваться от долей микрона до десятков сантиметров. Столь масштабное изменение размеров структурного элемента грунта приводит к большому различию удельной поверхности твердых

компонентов и его поверхностной энергии, что в целом сильно влияет на свойства грунта.

При изучении магматических и метаморфических пород размер кристаллов служит хорошим основанием для их разделения, так как зернистость определяет не только свойства породы, но и условия ее образования. Большинство исследователей в зависимости от крупности кристаллических пород выделяют крупнозернистые с размерами кристаллов больше 5 мм, среднезернистые - 5-2 мм, мелкозернистые - 2-0,2 мм, тонкозернистые - менее 0,2 мм и афанитовые породы, в которых кристаллы не видны невооруженным глазом.

Качественное изучение соотношения кристаллов разных размеров в изверженных и метаморфических породах проводится только в шлифах. При этом обычно указывается также и степень однородности их по размеру. Породы подразделяются на: равномернозернистые и неравномернозернистые, порфиоровые и порфировидные породы. К последним относятся породы, в которых отдельные крупные зерна выделяются на фоне мелких кристаллов (в ряде случаев нераскристаллизованной массы).

При изучении обломочных осадочных пород размер обломков и их количественное соотношение являются одним из основных классификационных признаков. В зависимости от преобладающего размера обломков среди сцементированных осадочных пород выделяются: крупнообломочные (псефитовые), среднеобломочные (псаммитовые), мелкообломочные (алевритовые) и тонкообломочные (пелитовые), а среди обломочных не сцементированных пород (дисперсные) грунтов – крупнообломочные, пески, супеси, суглинки и глины.

В зависимости от степени грануляции и некоторых свойств горных пород ГОСТ 25100-2011 классифицирует их на два основных класса по структурной связи: 1) твердые структурно-связанные грунты (скальные породы) и 2) нежесткие структурно-связанные (дисперсные породы).

Согласно Craig R.F. [3], каменистые горные почвы в результате эрозии раздроблены на куски и перенесены под действием силы тяжести, ветра, воды и ледников. При транспортировке размеры и форма кусков меняются, а частицы делятся на разные размеры. Процесс

эрозии может быть физическим или химическим. При физической эрозии состав частиц не изменяется. Форма угловатая, округлая, квадратная и вытянутая. При химической эрозии изменяется состав частиц.

Дисперсные грунты обычно имеют разные размеры и минеральный состав (рис. 1.4), что позволяет назвать полудисперсной полуминеральную систему [4].

С. С. Морозов в результате обширных опытов обнаружил резкое изменение минерального состава, физических и физико-химических свойств частиц размером менее 1 мкм, что привело к выделению таких частиц в отдельную фракцию, называемую *глинистой*, поскольку основные их составляющие являются глинистые минералы.

Нижней границей *песчаных* частиц следует считать структурные элементы диаметром более 0,05 мм. Частицы этого размера легко обнаруживаются в породе визуально, а фракции, состоящие из таких частиц, ведут себя как сыпучее тело.

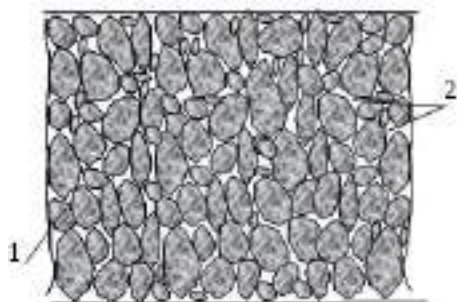


Рис. 1.4. Схема дисперсного грунта:

1-скелет грунта, представленный частицами различного размера;
2-поры, заполненные водой и воздухом

К гравийным частицам относятся структурные элементы крупнее 2 мм. Они практически не обладают молекулярной влагоемкостью и капиллярным поднятием воды. Водопроницаемость их очень велика. Кроме того, песчаные частицы представлены в основном обломками первичных минералов, а гравийные частицы – обломками пород. За верхнюю границу гравийной фракции принимают частицы диаметром 40 мм, как это было рекомендовано В.В.Охотиным.

Таким образом, **глинистые** частицы объединяются во фракцию <0,001 мм, **пылеватые** – в группу фракций 0,001 – 0,05 мм, **песчаные** – 0,05 – 2 мм и **гравийные** - 2 – 40 мм. Дальнейшее их подразделение и классификация более крупных слагающих элементов приведены в табл. 1.2.

Частицы с площадью поперечного сечения менее 0,2 мкм принято называть коллоидами, а их свойства — коллоидными свойствами. Частицы коллоидного размера могут присутствовать в различных грунтах. Часто они окружают поверхность более крупных частиц в виде оболочки. Поэтому примерный известный коллоидный размер частиц был определен равным 1 мкм, что означает, что глинисто-коллоидная часть всех грунтов обладает коллоидным свойством.

Площадь поверхности единицы объема дисперсной фазы обратно пропорциональна линейному размеру частиц (табл. 1.3).

Таблица 1.2.

**Классификация структурных элементов твердой компоненты
грунта по размеру**

Слагающие элементы		Размер слагающих элементов, мм
Классы	Фракции	
1	2	3
Валуны и камни	крупные	>800
	средние	400-800
	мелкие	200-400
Галька и щебень	крупные	100-200
	средние	60-100
	мелкие	40-60
Гравий и дресва	очень крупные	20-40
	крупные	10-20
	средние	4-10
	мелкие	2-4
Песчаные частицы	грубые	1-2
	крупные	0,5-1
	средние	0,25-0,5
	мелкие	0,10-0,25
	тонкие	0,05-0,10
Пылеватые частицы	Крупные	0,01-0,05
	мелкие	0,001-0,01
Глинистые частицы		<0,001

Таблица 1.3.

**Зависимость площади поверхности от размера и количества
грунтовых частиц в единице объема**

Степень деления частиц	Размер частиц, мм	Количество частиц на 1 см ³	Сумма площадей, м ²
1	2	3	4
Крупнодисперсный	10	1	$6 \cdot 10^{-4}$
	1	10^3	$6 \cdot 10^{-3}$
	0,01	10^9	$6 \cdot 10^{-1}$
Мелкодисперсный	0,001	10^{12}	6
	0,0001	10^{15}	60
Коллоидный	0,00001	10^{18}	600

David George Price [2] отмечает, что размер частиц в отложениях колеблется в следующем диапазоне (рис. 1.5).

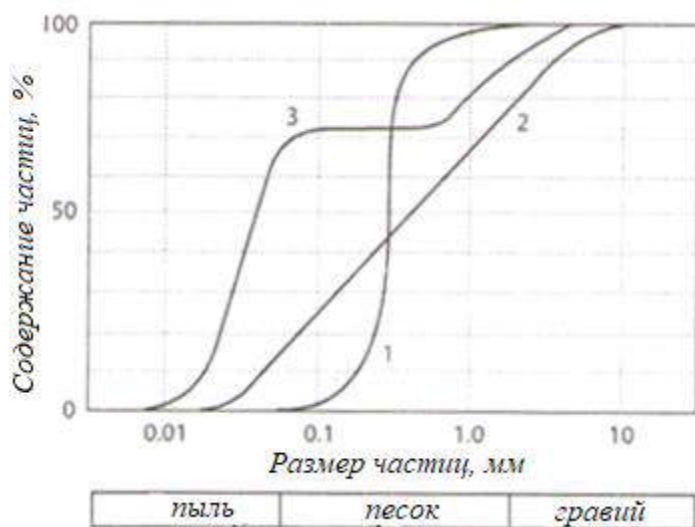


Рис. 1.5. Виды отложений, разделенных на обломки

Глинистые частицы могут быть размером 0,002 мм и мельче и иметь пластинчатую форму. Международная организация по стандартизации eN 14688-1 предлагает следующую классификацию грунтов (табл. 1.4).

Bраја M.Das. [1] утверждает, что размер частиц в грунте колеблется в очень широких пределах. Как правило, грунты представляют собой гравий, песок, пыль или глину с наибольшим размером частиц. В табл. 1.5 показан относительный размер частицы:

Таблица 1.4.

Классификация гранулометрического состава технических грунтов

Название грунта	Размер	Размер зерна (мм)
Валуны		>200
Галька		63-200
Гравий	крупные	20-63
	средние	6,3-20
	мелкие	2-6,3
Песчаный	крупные	0,63-2
	средние	2-0,63
	мелкие	0,063-0,02
Пылеватый	крупные	0,02-0,063
	средние	0,006-0,02
	мелкие	0,002-0,006
Глинистый		<0,002

Массачусетский технологический институт, Американский департамент сельского хозяйства; Американская ассоциация управления земельными ресурсами и транспортом; Инженерная армия США и армия бюро реконструкции США представили размер частиц.

Таблица 1.5.

Классификация размеров зерен

Наименование организации	Размер зерен (мм)			
	гравий	песок	пыль	глина
1	2	3	4	5
Массачусетский технологический институт	>2	от 2 до 0,06	от 0,06 до 0,002	<0,002
Американский департамент сельского хозяйства	>2	от 2 до 0,05	от 0,05 до 0,002	<0,002
Американская ассоциация управления земельными ресурсами и транспортом	от 76,2 до 2	от 2 до 0,075	от 0,075 до 0,002	<0,002

1	2	3	4	5
Инженерная армия США и армия бюро реконструкции США	от 76,2 до 4,75	от 4,75 до 0,075	<0,075	

Морфологические особенности структурных элементов. Минеральные зерна и обломки, слагающие грунты, имеют весьма разнообразную форму и характер поверхности. В обломочных грунтах без жестких связей морфология слагающих элементов оказывает существенное влияние на условия контактирования отдельных зерен и обломков друг с другом, а именно – на количество контактов в единице объема породы, площадь контактов и степень неровности (шероховатости) контактируемых участков поверхностей, что находит отражение в особенностях прочностного и деформационного поведения этих пород. Кроме того, степень окатанности структурных элементов во многом определяет размеры и характер порового пространства и таким образом влияет на водопроницаемость и высоту капиллярного поднятия воды в грунтах. Все это позволяет считать морфологические особенности существенным признаком слагающих элементов пород.

Форма минеральных частиц и зерен относится к их внешнему виду (габитус). В магматических породах кристаллы минеральных частиц, образовавшиеся в результате затвердевания магмы, имеют относительно плоскую форму. Такой вид частицы называется идиоморфом.

Согласно Braja M.Das [1], по форме частицы можно разделить на три основные группы:

1. Крупные частицы, которые в основном образуются в результате механического разделения горных пород и минералов.

2. Очень мелкие сферические, обычно 0,01 и мельче частицы. Эти частицы находятся в глинистых минералах.

3. Игольчатый, менее распространенный, чем две другие группы.

У метаморфических пород рост и перекристаллизация минеральных зерен происходят в крайне естественных условиях. Поэтому кристаллы в метаморфических породах чаще всего имеют неправильную форму, называемую ксенобластической.

Элементы в осадочных породах, особенно крупнозернистых и песчаных, имеют различную форму (рис. 1.6 и 1.7). По форме П. И. Фадеев предлагает разделить их на четыре группы: круглые (углы и ребра не соблюдены), угловатые (зерна угловатые и ребристые), полухвостые (зерна имеют знак первой и второй группы) и зерна сложной формы (поверхность неровная, часто резная, изломанная).



Рис. 1.6. Форма зерна крупнозернистых и песчаных грунтов:
 1-округлая; 2-полукруглая; 3-угловатая; 4-сложной конфигурации;
 5-удлиненно-пластинчатая

Морфология зернистых частиц определяется несколькими факторами. К этим факторам относятся минеральный состав частиц, их размер, условия транспорта и отложения (образования). Влияние минерального состава проявляется в физической прочности частицы и устойчивости минерала. По мере увеличения продолжительности транспортировки минеральных частиц и зерен твердые и стабильные минералы, такие как кварц, становятся более округлыми. В частности, в глинистых частицах наблюдается очень тесная корреляция между сталлохимическими свойствами кристаллов и морфологией минералов [5].

Степень окатанности зерен во многом зависит от их размера. Первичные зерна размером меньше 0,02 мм и все глинистые частицы практически не подвергаются обработке в процессе переноса и переотложения вследствие их небольшого веса и наличия на поверхности защитных гидратных пленок. С увеличением размера зерен степень их окатанности возрастает.

Еще большая зависимость морфологии зерен наблюдается от условий их транспортировки и отложения. У эоловых песков, например, окатанность частиц всегда наилучшая, а у делювиальных и элювиальных – наихудшая. У песчаных пород, сформировавшихся в

водной среде, степень окатанности частиц зависит от протяженности транспортировки и возраста с увеличением последней [5].

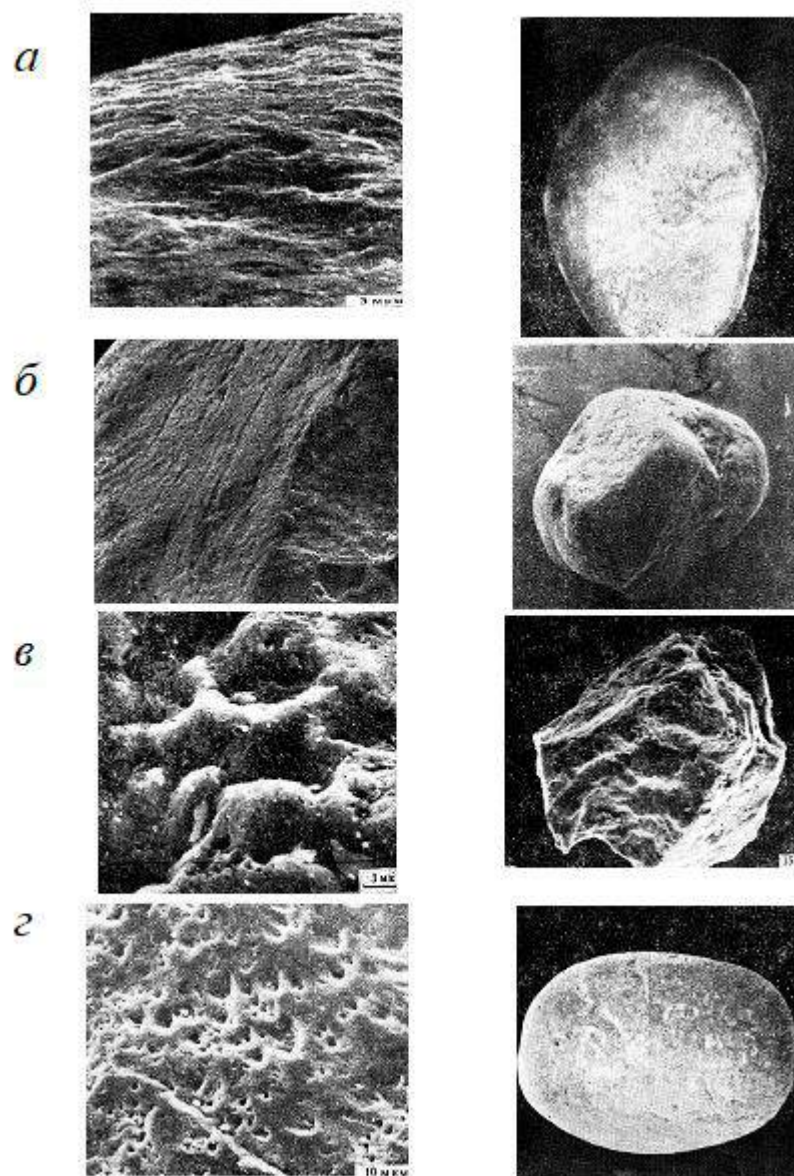


Рис. 1.7. Форма и характер микрорельефа песчаных зерен различных генетических типов песка:
а-эоловый, б-аллювиальный, в-морской, г-морской-эоловый

*Гранулометрический и микроагрегатный состав дисперсных грунтов. Все дисперсные горные породы состоят из частиц одной или чаще всего нескольких фракций (рис. 1.8). Количественное соотношение различных фракций в дисперсных породах характеризуется их *гранулометрическим* составом. Гранулометрический состав показывает, какого размера частицы и в каком*

количестве содержатся в той или иной породе. Его определение ведется с помощью специальных методов, описанных в ряде руководств; содержание каждой фракции при этом выражается в процентах по отношению к весу высушенного образца.

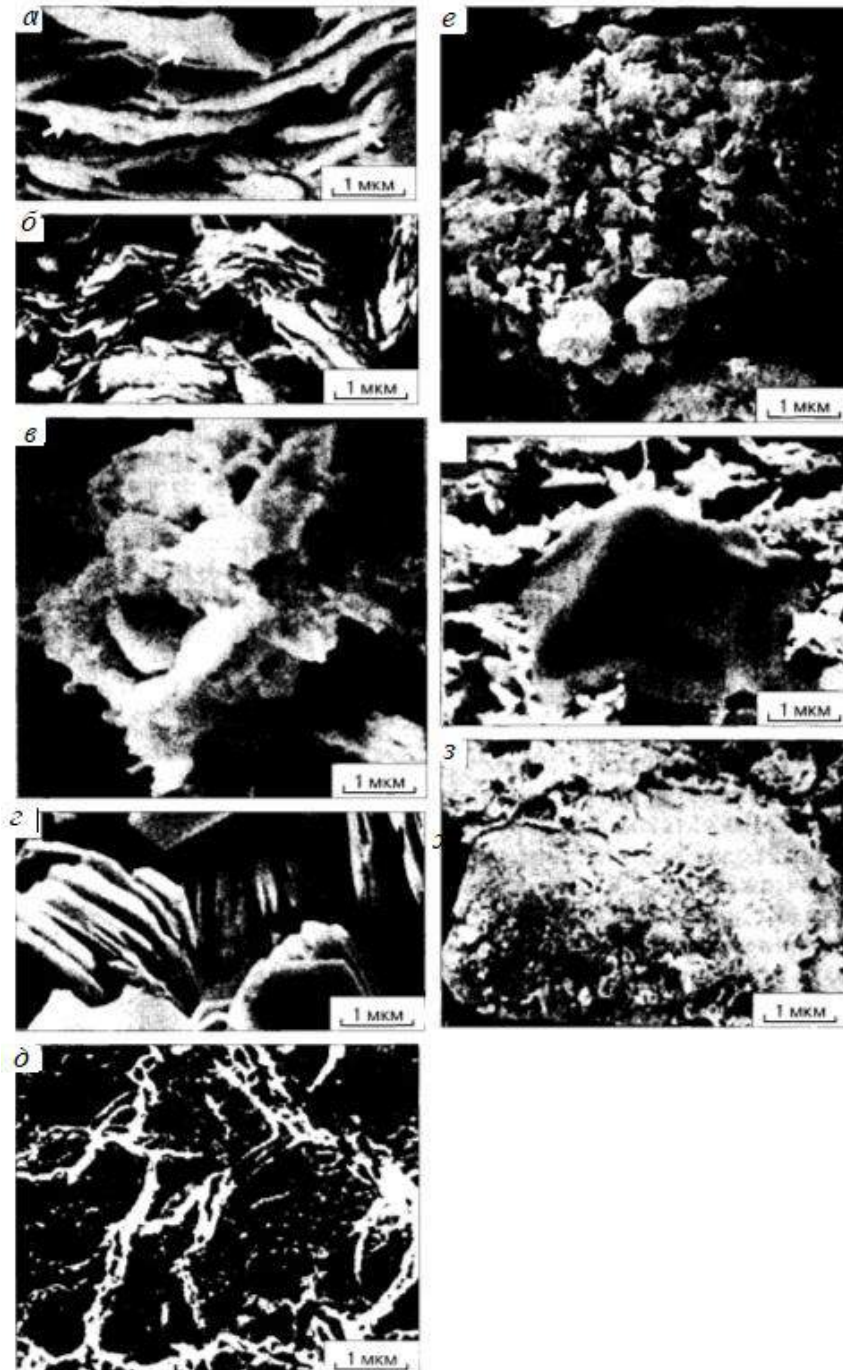


Рис. 1.8. Формы микроагрегатов и агрегатов в глинистых грунтах:
а-ультрамикроагрегаты; *б-г* - микроагрегаты; *д, е* - агрегаты; *ж, з* -
частицы и агрегаты

При выполнении гранулометрического анализа пород определяют содержание в них первичных частиц, т.е. отдельных обломков кристаллов и горных пород. Однако во многих грунтах, особенно в тонкодисперсных, наряду с первичными частицами имеются так называемые вторичные частицы, представляющие собой микроагрегаты, образовавшиеся при соединении (агрегации) нескольких первичных частиц. Поэтому при определении гранулометрического состава необходимо проводить специальную обработку образцов породы с целью перевода вторичных частиц в первичные [5].

При учете первичных и вторичных частиц в породе, т. е. при определении ее естественной дисперсности, должны быть сведения о вторичной дисперсности породы. Состав вторичной породы характеризуется составом *микроагрегата*, а не гранулометрическим.

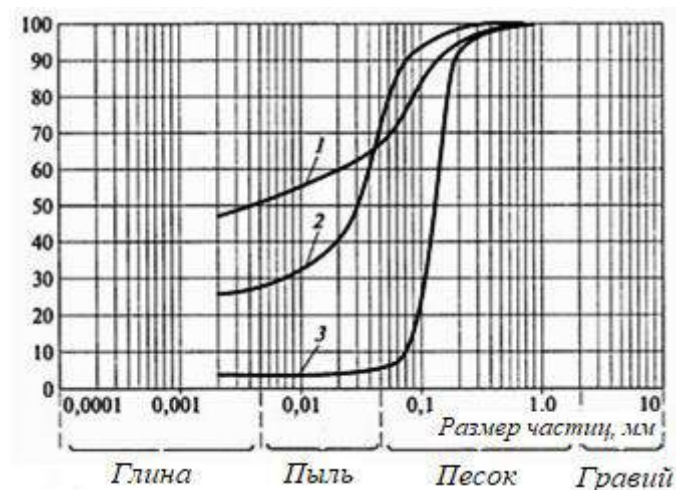


Рис. 1.9. Графическое изображение зернового состава в виде суммарной (кумулятивной) кривой:
1-глина; 2-пылеватый суглинок; 3-песок

Для глинистых и лёссовых пород содержание частиц в различных фракциях, по данным гранулометрического и микроагрегатного анализов, может существенно отличаться.

По результатам определения гранулометрического состава оценивают неоднородность дисперсных грунтов. Для этой цели используется коэффициент неоднородности

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}, \quad (1.2)$$

где d_{60} - диаметр частиц, меньше которого в данной пробе содержится по весу 60% частиц; d_{10} - диаметр частиц, меньше которого в породе содержится 10% частиц.

Оба диаметра частиц находятся по интегральной кривой гранулометрического состава. При коэффициенте неоднородности песков более 3, а глин – более 5 эти породы считаются неоднородными.

Гранулометрические классификации дисперсных грунтов. Конечным итогом изучения гранулометрического состава дисперсного грунта является его классификация, т. е. определение по результатам гранулометрического состава его петрографического типа или вида. Для этого используются гранулометрические классификации.

Классификации, используемые в инженерной геологии, как правило, основываются на реальном соотношении различных по размеру составляющих элементов и отражают все многообразие гранулометрических разновидностей дисперсных грунтов.

Среди общих классификаций наибольшее практическое применение нашли классификации В.В.Охотина, разработанные с учетом требований и специфических условий дорожного строительства. Ценность классификации В.В.Охотина заключается в том, что они построены на количественном учете содержащихся в грунтах глинистых частиц, которые во многих случаях оказывают решающее влияние на свойства и поведение дисперсных грунтов в инженерных сооружениях.

Во многих производственных организациях применяется классификация песчаных и крупнообломочных грунтов, рекомендованная в ГОСТ 25100-2011 (табл. 1.6).

По предложенной В.М.Безруком классификации, глинистые грунты подразделяются на типы и виды (табл. 1.7), которые учитывают два основных показателя: содержание песчаных частиц в данном грунте и число пластичности грунта. Число пластичности грунта является комплексным объективным показателем, суммарно отражающим глинистость и физико-химическое состояние тонкодисперсной части грунта. Преимуществом этого показателя является то, что при его определении не приходится прибегать к нарушению свойств и состава грунта (разрушению карбонатов, удалению легкорастворимых солей, растиранию, кипячению и добавлению диспергирующих реагентов), что приходится делать при проведении анализов зернового состава.

Таблица 1.6.

**Классификация крупнообломочных и песчаных грунтов по ГОСТ
25100-2011**

Разновидность грунта	Размер частиц <i>d</i> , мм	Содержание частиц, % по массе
Крупнообломочные: валунный (неокатанный-глыбовый) галечниковый (неокатанный- щебнистый) гравийный (неокатанный-дресвяный)	Более 200	Более 50
	Более 10	Более 50
	Более 2	Более 50
Песчаный: гравелистый крупный средней крупности мелкий пылеватый	Более 2	Более 25
	Более 0,50	Более 50
	Более 0,25	Более 50
	Более 0,10	Более 75
	Более 0,10	Менее 75

Таблица 1.7.

Типы и виды глинистых грунтов по В.М.Безруку

Типы и виды грунтов	Содержание песчаных частиц, % по массе	Число пластичности
Супесь: легкая крупная легкая пылеватая тяжелая пылеватая	Более 50	1 ... 7
	Более 50	1 ... 7
	50 ... 20	1 ... 7
	Менее 20	1 ... 7
Суглинок: легкий легкий пылеватый тяжелый тяжелый пылеватый	Более 40	7 ... 12
	Менее 40	7 ... 12
	Более 40	12 ... 17
	Менее 40	12 ... 17
Глина: песчанистая пылеватая жирная	Более 40	17 ... 27
	Менее 40	17 ... 27
	-	Более 27

1.3. Жидкая компонента грунта

Жидкие компоненты составляют основную часть большинства грунтов. В грунте они могут образовываться естественным и искусственным путем. Химический состав жидких компонентов очень разнообразен. По составу жидкости бывают неорганическими, органическими и смешанными, а также эмульсиями (табл. 1.8) [5].

Из неорганических жидкостей в грунте важнейшее значение имеет вода - самое распространенное вещество на Земле. Почти 70,8% поверхности Земли покрыто водой.

Количество воды в море, океане и водных бассейнах (с мировыми запасами льда) составляет около 1,4 млрд км³, в породах литосферы (подземных водах), по различным оценкам разных авторов - около 0,73-0,84 млрд км³.

Таблица 1.8.

Состав жидкости в грунте

Неорганические жидкости	Органические жидкости	Смеси и эмульсии
Вода и водные неорганические растворы: а) электролиты б) неэлектролиты	1. Жидкие углеводороды (нефтепродукты) 2. Синтетические смолы и полимеры 3. Битумы	1. Нефть 2. Водные органические растворы 3. Водно-нефтяные эмульсии 4. Водно-жирные эмульсии

В воде всегда находится раствор неорганических и органических веществ. Поэтому воду в почвах следует рассматривать как водный раствор.

Для инженерно-геологических исследований необходимо различать природные и техногенные электролитные и неэлектролитные водные растворы.

Вода и другие жидкости находятся в грунте в различных полостях (трещинах, порах, каналах и др.). Абсолютно цельные грунты без пористости даже в небольших количествах в природе не встречаются. Эти полости заняты водой или другими жидкостями со своими

подвижностями. На глубине около 4-5 км и более грунтовых вод в породах обнаружены поры, заполненные водным раствором.

Количественный состав жидких компонентов в грунте можно оценить по различным показателям: по влажности, объему и массе.

Объемная влажность (W_n), или объемное содержание жидкости, численно равна отношению объема воды (жидкости) в грунте (V_w) к объему всего грунта (V_{tot}):

$$W_n = (V_w / V_{tot}) 100 \% . \quad (1.3)$$

Эта величина измеряется в % или в долях единицы и может меняться от нуля для абсолютного сухого грунта до 100 % для полностью водонасыщенного грунта.

Весовая влажность (W), или весовое (массовое) содержание жидкости, численно равна отношению массы воды (жидкости) в грунте (m_w) к массе твердой фазы грунта (m_{sk}):

$$W = (m_w / m_{sk}) 100\% .$$

Эта величина также измеряется в % или в долях единицы. Однако, в отличие от объемной влажности имеет лишь нижнее ограничение - 0% для абсолютно сухого грунта. Объемная и весовая влажности связаны между собой соотношением:

$$W_n \rho_w = W \rho_d, \quad (1.4)$$

где ρ_d - плотность скелета грунта, г/см³; ρ_w - плотность воды, г/см³.

Степень (коэффициент) влажности (S_r) характеризует относительную долю заполнения пор водой (жидкостью) в данном грунте. Ее величина численно равна отношению объема воды или жидкости (V_w) к объему пор (V_n) грунта:

$$S_r = V_w / V_n. \quad (1.5)$$

Величина S_r измеряется в долях единицы или в % и может меняться от 0 (в случае абсолютно сухого грунта) до 1 или 100 % (при полном насыщении пор). Степень влажности для талого, немерзлого

грунта обычно рассчитывается через легко определяемые параметры грунта:

$$S_r = W_n / n = W\rho_d / \rho_w e, \quad (1.6)$$

где n - пористость, %; e – коэффициент пористости, ед.; ρ_w – плотность воды, г/см³.

Влажность грунтов, находящейся в естественном состоянии, называется *естественной влажностью*. Она может быть выражена в весовых или объемных процентах или долях единицы. Естественная влажность грунтов в зоне аэрации не постоянна и меняется в зависимости от сезона года.

Классификация видов воды в грунтах. Вода в грунтах находится в различных фазовых состояниях: газообразном, жидком, твердом (рис. 1.10). Состояние воды в грунте зависит не только от температуры, но и характера ее связи с твердой компонентой грунта.

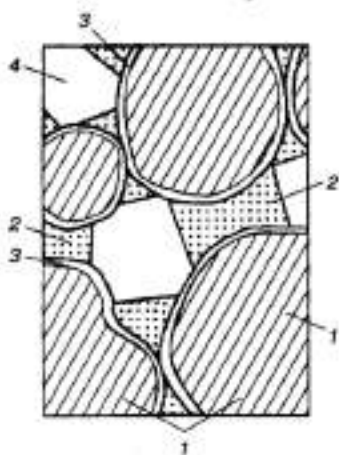


Рис. 1.10. Состояние незамерзшей воды в грунтах:
1- минеральная частица, 2 - лед,
3 - пленка незамерзшей воды,
4 - воздух

Вода жидкой компоненты, находящаяся в грунтах, энергетически неоднородна: молекула воды в непосредственной близости от минеральной поверхности испытывает силу притяжения, которая, подобно рассмотренным выше процессам гидратации ионов, искажает ее структуру. Кроме того, большой вклад в «связывание» молекул воды вносят гидратирующиеся обменные катионы, содержащиеся в грунте [5].

Поэтому в грунтах, помимо *свободной*, выделяют так называемую *связанную воду*. Связанная вода находится и удерживается в наиболее мелких порах и трещинах горных пород и испытывает со стороны поверхности твердой компоненты «связывающее» влияние разной природы и интенсивности, изменяющее ее структуру и придающее ей аномальные свойства, отличающиеся от обычной свободной воды.

Суммарное содержание связанной воды в литосфере Земли составляет 0,31-0,35 млрд км³, т. е. около 42% от общего количества воды в земной коре (по данным Ф.А.Макаренко). Однако связанную воду не так просто извлечь из породы, в которой она находится. Под действием поверхностных сил разной природы она относительно прочно удерживается на поверхности минералов, не подчиняется силам гравитации, и ее передвижение в грунтах может происходить лишь под влиянием сил иной природы.

В настоящее время наиболее обоснованной классификацией воды в грунтах является классификация Р.И.Злочевской, согласно которой вода в грунтах может относиться к трем основным категориям: связанной, переходного типа и свободной (табл. 1.9)

Таблица 1.9.

Классификация видов воды в грунтах

Категория (тип) воды	Виды и разновидности воды
Связанная	1. Вода кристаллической решетки минералов (конституционная, кристаллизационно связанная). 2. Адсорбционная вода (островной, мономолекулярной и полимолекулярной адсорбции).
Переходного типа (от связанной к свободной)	1. Осмотически поглощенная вода. 2. Капиллярная вода (капиллярной конденсации и капиллярного впитывания).
Свободная	1. Замкнутая в крупных порах (иммобилизованная). 2. Текучая.

Согласно принятой классификации, **связанная вода** удерживается в породе за счет химических и физических сил связи (с энергией 0,1–800 кДж/моль), действующих со стороны поверхности минералов и изменяющих структуру и свойства воды. Она бывает двух видов (см. табл. 1.9). К первому относится вода, входящая в состав кристаллических решеток различных минералов. Это так называемая конституционная, кристаллизационная вода различных

кристаллогидратов, а также вода, связанная координационно-ненасыщенными атомами и ионами кристаллической решетки минералов.

Ко второму виду относится адсорбционная вода, образующаяся за счет адсорбционного притяжения молекул воды к активным адсорбционным центрам поверхности минералов. Она подразделяется на две разновидности: 1) с наибольшей энергией притяжения к поверхности (около 40-120 кДж/моль) – вода островной или мономолекулярной адсорбции, 2) с меньшей энергией связи (менее 40 кДж/моль) – вода полимолекулярной (полислоистой) адсорбции. Связанная вода образует адсорбционные пленки толщиной в один или несколько молекулярных слоев и в грунтах содержится в порах или микротрещинах размером менее 0,001 мкм. У этого типа воды физические свойства в наибольшей степени отличаются от свободной.

Долгое время исследователи располагали противоречивыми сведениями о плотности связанной воды, которая, по некоторым экспериментальным данным, намного перевешивала плотность свободной воды и составляла 1,2-1,4 г/см³. В последнее время было установлено, что плотность связанной воды в тонких пленках толщиной около 5 нм (нанометров) повышена всего лишь на 1,5% по сравнению со свободной водой и составляет в среднем около 1,02 г/см³.

Известно, что фазовый переход вода – лед в свободной воде происходит при 0°C (273°K). Однако в пленках связанной структурированной воды он осуществляется при более низких отрицательных температурах, и чем тоньше пленка воды, тем при более низкой температуре она замерзает. Многочисленные опыты свидетельствуют о том, что связанная вода имеет пониженную температуру замерзания. Есть данные, показывающие, что в глинистых грунтах даже при охлаждении до температуры -30÷50° сохраняется часть незамерзшей воды.

Не менее интересным свойством связанной воды в грунтах является ее пониженная по сравнению со свободной водой растворяющая способность; первая способна растворять меньше солей, чем обычная (свободная) вода. Это также следствие измененной структуры связанной воды. Наличие нерастворяющегося объема связанной воды играет большую роль в процессах геохимической

миграции веществ в земной коре и имеет большое экологическое значение.

Другое аномальное свойство связанной воды – понижение в несколько раз по сравнению со свободной водой ее диэлектрической проницаемости. Если для обычной воды диэлектрическая проницаемость равна 81, то для связанной она уменьшается в зависимости от толщины водной пленки до 3-40. Прослойки связанной воды толщиной 0,5-0,6 нм имеют диэлектрическую проницаемость, равную всего 3-4. Структурные изменения связанной воды обуславливают и изменение ее температуропроводности. Снижение температуропроводности связанной воды по сравнению со свободной водой начинает проявляться в водных пленках и прослойках толщиной менее 1 мкм. Чем тоньше слой связанной воды, тем в большей мере понижена ее температуропроводность. В прослойках толщиной всего 0,03 мкм температуропроводность понижена примерно на 30% по сравнению со свободной.

Вода *переходного типа* (от связанной к свободной) в меньшей степени подвергается действию поверхностных сил, она удерживается вблизи поверхности минералов за счет более слабых связей. Поэтому ее структура менее искажена, а отличия в физических свойствах по сравнению со свободной водой менее значительны или почти не существенны. В пределах этого типа выделяется два вида воды (см. табл. 1.9): осмотически поглощенная и капиллярная.

Первый вид – *осмотически поглощенная вода* – образуется в грунтах за счет процессов избирательной диффузии молекул воды в направлении к минеральной поверхности, обусловленной наличием у последней «ионной атмосферы», так называемого двойного электрического слоя, состоящего обычно из катионов порового раствора, компенсирующих отрицательный заряд минеральных частиц (рис. 1.11).

Двойной электрический слой имеет две части (см. рис. 1.11): внутреннюю, называемую адсорбционным слоем (σ), и внешнюю – диффузный слой (σ). Концентрация катионов экспоненциально увеличивается по нормали к минеральной поверхности, и это обуславливает наличие градиента концентрации, вызывающего осмотическое передвижение молекул воды из объема свободного

порового раствора (δ) в пределы двойного электрического слоя (ε). Образующаяся таким образом осмотическая вода занимает внешнюю часть двойного электрического слоя – диффузный слой (ε). Эту воду назвали осмотической потому, что ее образование связано с явлением микроскопического поверхностного осмоса, напоминающего обычный микроскопический осмос – движение воды через полупроницаемую мембрану (т.е. пропускающую относительно малые по размеру молекулы воды, но не пропускающую более крупные катионы) под действием градиента концентрации.

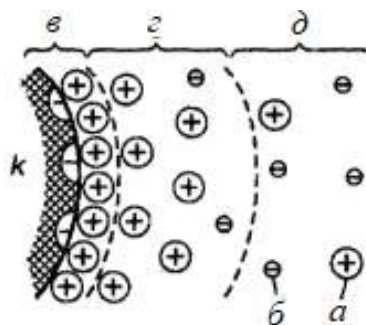


Рис. 1.11. Образование осмотически-поглощенной воды вблизи отрицательно заряженной минеральной частицы:

а-катионы; *б*-анионы; *в*-область адсорбционного слоя, занятая связанной водой; *ε*-диффузная часть двойного электрического слоя, занятая осмотически-поглощенной водой; *δ*-область за пределами двойного электрического слоя, занятая свободной водой; *к*-частица с отрицательными зарядами

Второй вид воды переходного состояния (см. табл. 1.9) – *капиллярная вода*. Она образуется в порах капиллярного размера (диаметром от 10^{-3} до 10^3 мкм) за счет капиллярного давления и удерживается в горной породе капиллярными силами водных менисков (силами поверхностного натяжения), образующихся на границе фаз вода-воздух-твердая поверхность. Капиллярные силы практически не меняют структуру воды и поэтому капиллярная вода по основным физическим свойствам практически не отличается от свободной.

Капиллярная вода может формироваться в грунтах двояко: 1) за счет так называемого явления капиллярной конденсации, когда молекулы воды постепенно конденсируются на поверхности пленки адсорбированной влаги, обволакивающей частицы породы, и, сливаясь

в местах контакта (на стыке частиц), образуют водные мениски (рис. 1.12, а); 2) за счет капиллярного впитывания воды под действием сил поверхностного натяжения по сообщающимся порам, трещинам и каналам при контакте породы со свободной водой (рис. 1.12, б). Непременным условием формирования капиллярной воды в грунтах является наличие межфазной поверхности “вода-воздух” или “вода-иная жидкость”. Поэтому капиллярная вода особенно широко распространена в грунтах зоны аэрации. При полном водонасыщении грунта капиллярные эффекты исчезают.

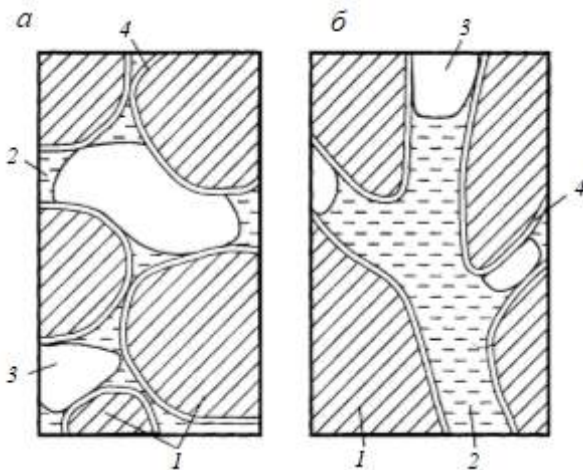


Рис. 1.12. Состояние капиллярной воды в грунтах:
а-капиллярно-конденсированная вода; *б*-собственно капиллярная вода; 1–минерал; 2–капиллярная вода; 3–воздух; 4–адсорбционная вода

Капиллярную воду иногда подразделяют по ее положению в грунтовом массиве на две категории: 1) собственно капиллярную (поднимающуюся вверх от зеркала грунтовых вод и формирующую так называемую капиллярную кайму) и 2) капиллярно-подвешенную, которая образуется, например, при инфильтрации осадков, не имеет контакта с поверхностью грунтовых вод и распространяется во все стороны от источника увлажнения.

Собственно капиллярная вода поднимается кверху от уровня грунтовых вод. При уменьшении количества капиллярной воды при внутригрунтовом испарении наблюдается восстановление ее за счет подъема по капиллярным порам новой части грунтовой воды, подобно тому, как это происходит в капиллярной трубке, опущенной одним концом в воду.

Передвижение собственно капиллярной воды зависит от диаметра капилляров. В микрокапиллярах (0,1-10 мкм) капиллярное поднятие воды происходит медленно и на большую высоту, в макрокапиллярах (0,01-1 мм) – быстро и на небольшую высоту.

По данным Т.А.Литвиновой, капиллярная вода, находящаяся в порах суглинистых и глинистых грунтов, замерзает при температуре выше -12°C . Вода ультрапор замерзает при температуре ниже -12°C .

К третьему виду относится собственно *свободная вода* (см. табл. 1.9), обладающая физическими свойствами обычной воды. В грунтах она делится на два вида: 1) вода замкнутая (*иммобилизованная*) в крупных порах пород и поэтому не участвующая в процессах фильтрации и движения подземных вод, 2) текучая свободная вода (вода грунтового потока), которая двигается под действием силы тяжести или напора.

Свободная вода может перемещаться в грунтах по крупным порам, трещинам путем фильтрации под действием силы тяжести или напора, она образует горизонты подземных вод и обладает обычными для воды физическими свойствами и неискаженной структурой. Она также обладает аномальной плотностью, проходя через максимум при 4°C , тогда как у других жидкостей плотность всегда снижается вместе с температурой. Кроме того, она обладает аномалией изотермической сжимаемости, минимум которой (около $44,2 \cdot 10^6 \text{ бар}^{-1}$) фиксируется при 45°C . Сжимаемость иных жидкостей растет вместе с температурой.

Влажностные показатели. Влажностные характеристики содержания различных категорий воды в грунтах определяются наиболее просто с помощью адсорбционных способов и несложных лабораторных анализов. Благодаря этому они широко внедрились в практику инженерно-геологических исследований. К таким характеристикам относятся влажность островной или монослойной адсорбции (W_a), максимальная гигроскопическая влажность (W_{mg}), влажность максимально-адсорбированная и капиллярно-конденсированная (W_{mmk}), влажность максимальной “молекулярной влагоемкости” по А.Ф.Лебедову (W_{mmw}), влажность нижнего (W_p) и верхнего (W_L) пределов пластичности, влажность капиллярной влагоемкости (W_c), влажность свободного набухания (W_{sw}), полная влагоемкость (W_{sat}) и др.

При наличии в глинистых грунтах прочносвязанной воды островной адсорбции прочность их сохраняется высокой. Она начинает снижаться при проявлении других видов связанной воды: прочносвязанной воды полислойной адсорбции и особенно осмотической. Вместе с образованием осмотической воды происходит

заполнение ультракапилляров, вследствие чего грунт начинает проявлять липкость при условии, что тело прижимается к нему достаточно большими нагрузками. Липкость достигает максимального значения при заполнении водой микрокапилляров, когда влажность грунтов приближается к величине их максимальной молекулярной влагоемкости ($W_{mg} < W < W_p$). Если влажность больше, чем влажность нижнего предела пластичности (W_p), прочность продолжает снижаться и значения ее становятся незначительными при заполнении водой макрокапилляров. Грунт в этом состоянии обладает пластичностью и липкостью. При появлении в грунте свободной воды он в еще большей степени снижает прочность. Грунт оказывается способным переходить в текучее состояние при нарушении структуры.

1.4. Газовая компонента грунта

Газы в грунтах по условиям и особенностям генезиса могут быть природного и антропогенного (техногенного) происхождения. Состав природных антропогенных газов существенно различен.

Среди газов природного происхождения выделяются три генетические типы газов – геологического, атмосферного и биологического происхождения. Газы первой группы образуются за счет собственно геологических процессов (экзогенных и эндогенных); второй – в основном за счет газообмена с атмосферой; третьей – за счет жизнедеятельности организмов в грунтах. Кроме того, природные газы могут быть сингенетическими (т.е. образованными одновременно с формированием породы) и эпигенетическими (т.е. поступившими в грунт в результате газообмена с соседними толщами или с атмосферой). Газы грунтов зоны аэрации чаще всего являются эпигенетическими, так как содержат примеси, поступающие из атмосферы.

Газы геологического происхождения (эндогенного и экзогенного) формируются в ходе магматических (вулканических), метаморфических радиогенных процессов, а также в результате осадочного процесса. Среди природных газов геологического происхождения выделяются четыре генетические группы: 1) вулканические газы, поступающие вместе с магмой из глубоких недр Земли, связанные с дегазацией мантии и выделяющиеся в атмосферу. Главными в составе

вулканических газов являются пары воды (до 90-95%). Затем следуют CO_2 , H_2 , SO_2 , HCl , HF , в виде примесей в них содержатся CO , N_2 , NH_3 , Ar , He , а также органические соединения; 2) Газы катагенетические возникают в зоне катагенеза горных пород в результате катагенетического преобразования органического вещества. Характерны CH_4 , N_2 , CO_2 , H_2S , H_2 . 3) Метаморфические газы образуются на последующих (вслед за катагенезом) стадиях метаморфизма горных пород вплоть до их расплавления, при котором выделяются так называемые газы возрождения. В составе таких газов присутствуют пары воды (H_2O), а также CO_2 , N_2 , H_2S и H_2 . 4) Радиогенные газы представлены благородными газами (гелий, ксенон, аргон, радон и др.). Они являются продуктами распада естественных радиоактивных элементов (урана, тория, калия) и несут важнейшую информацию о недрах планеты, состоянии массивов в верхней части земной коры, геоэкологической обстановке.

Газы атмосферного происхождения. К ним относятся газы почв и пород зоны аэрации (включая газы болот и торфяников), которые формируются в основном под действием атмосферного воздуха. Эти газы располагаются в приповерхностных условиях и наиболее активно участвуют в газообмене. К ним относятся CO_2 , N_2 , O_2 , наиболее важные примеси – Ar , CH_4 , H_2 .

Биогенные газы формируются в грунтах за счет жизнедеятельности в них различных организмов от одноклеточных бактерий до высших растений и животных. Биогенные газы в грунтах представляют главным образом органические соединения. К ним относятся метан (CH_4), этан, пропан, бутан, изобутан и пентан, CO_2 , H_2S , H_2 .

Газы техногенного происхождения. Источниками возникновения техногенных газов в грунтах являются различные виды хозяйственной деятельности человека. Наибольшее количество техногенных газов образуется на урбанизированных территориях. Источниками техногенных газов являются промышленное производство, выбросы предприятий химической и нефтехимической промышленности, коммунальное и сельское хозяйства. Наиболее опасные долгоживущие газообразные загрязнители грунтов типа диоксинов являются экотоксикантами. Захороненные отходы выделяют в окружающие

толщи серосодержащие газообразные соединения (метилмеркаптан, диметилсульфид, сероуглерод и др.), ароматические и непредельные углеводороды, терпены, спирты и карбонильные соединения, в наибольших количествах метан.

По химическому составу все газы в грунтах делятся на три основные группы по преобладающему компоненту: 1) углеводородные, 2) азотные, 3) углекислотные.

Показатели содержания газов в грунтах. Содержание газов в грунте оценивается его газоносностью и воздухоемкостью. Газоносностью называется общее количество свободных и адсорбированных газов, содержащихся в единице массы или объема грунта в природных условиях. Она зависит от многих факторов, пористости и сорбционной способности грунта, а также от вида газа. Например, 1 см³ угля при нормальных условиях может сорбировать 7-8 см³ метана или до 18 см³ углекислого газа. Помимо литолого-петрографических особенностей грунта газоносность пород возрастает. Поэтому с глубиной газоносность увеличивается: например, на угольных месторождениях на глубине 300 м в зоне дегазации горных пород и газового выветривания она невелика, а в зоне распространения каменных углей и антрацита – наибольшая (до 40 м³/т).

Состояние газов в грунтах. Сопоставление количества газов, сосредоточенных в месторождениях нефти, газа, угля и рассеянных в породах, показывает, что основная масса газов присутствует в осадочных породах в рассеянном состоянии (растворена в воде и нефти, сорбирована породами). Газы в порах грунтов могут находиться в свободном, адсорбированном и защемленном состоянии; они могут присутствовать в воде, заполняющей поры, в виде мелких пузырьков или в растворенном состоянии.

Свободные газы содержатся в сообщающихся порах грунта, т.е. их количество зависит от открытой пористости грунта и степени его водонасыщения S_r . Исследования показывают, что свободный воздух может находиться в грунтах лишь при небольшой степени влажности – при $S_r < 0,5-0,6$. При увеличении S_r до 0,8--0,9 свободные газы постепенно защемляются в порах капиллярной водой и переходят в категорию защемленных. В грунтах зоны аэрации они находятся под атмосферными породами (например, глинистыми экранами), могут

находиться под высоким давлением, вплоть до образования сжиженных газов.

Адсорбированные газы удерживаются на поверхности грунтовых частиц под воздействием молекулярных сил притяжения. Количество адсорбированных газов в грунтах зависит от их минерального состава, присутствия гумуса и других органических веществ, от дисперсности и величины пористости грунтов. Обычно содержание адсорбированных газов в почвах подзолистой полосы колеблется от 2 до 7 см³ на 100 г почвы, а для чернозема в пределах 8-15 см³ на 100 г почвы. С ростом дисперсности грунта количество адсорбированных газов в нем увеличивается.

При увлажнении грунта происходит вытеснение адсорбированных газов водной пленкой. По данным П.Ф.Мельникова, у лёссовидного суглинка и глинистых грунтов количество адсорбированных газов с увеличением влажности уменьшается. Наибольшее количество адсорбированных газов содержится в абсолютно сухих грунтах; при влажности свыше максимальной гигроскопичности, т.е. при максимальном содержании в них связанной воды адсорбированные газы в грунте также отсутствуют.

В том случае, когда увлажнение связано с капиллярным поднятием воды, вытесняемые из открытых пор газы свободно уходят в атмосферу. При одновременном избыточном увлажнении грунта снизу и сверху на отдельных его участках газы могут оказаться в замкнутом состоянии. В этих случаях их называют защемленными газами, или защемленным воздухом, если это происходит в поверхностной части земной коры. Защемленные газы могут занимать значительные участки внутри грунта или находиться только в небольших количествах в тончайших микропорах (рис. 1.13).

В отличие от адсорбированных максимальное количество защемленных газов образуется при какой-то оптимальной влажности грунта. В опытах П.Ф.Мельникова глинистые и лёссовидные грунты, испытывавшие одинаковое уплотнение, при небольшой влажности содержали наименьшие объемы защемленных газов. Например, при влажности суглинка в 6-10% количество защемленных газов было 1-1,5% от объема образца. С увеличением влажности до 25-30% объем защемленных газов увеличился до 5-6% от объема образца или до 12-

16% от объема пор. С дальнейшим увеличением влажности количество заземленных газов уменьшается. При полном заполнении пор водой и при нулевой влажности заземленных газов в грунте не содержится. Заземленные газы могут занимать в глинистых грунтах до 20-25% от объема пор.

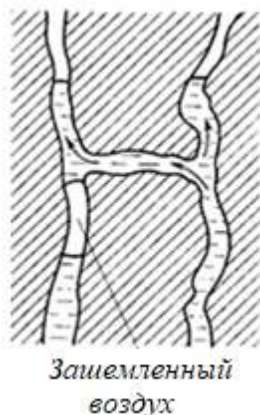


Рис. 1.13. Заземленный воздух в порах грунта

Растворенные газы образуются за счет растворения в поровом растворе. При этом в зависимости от состава газа и растворителя могут формироваться поровые растворы, обуславливающие их различную химическую агрессивность, например, углекислотную (при растворении CO_2 в воде), сернокислотную и др.

На образование растворенных газов существенно влияют температура и давление: с увеличением давления растворимость большинства газов возрастает, поэтому их количество в земной коре повышается с глубиной. Но по мере нагревания воды количество растворенного воздуха в ней уменьшается.

1.5 Живая компонента грунта

Организмы, живущие в почвах и горных породах, составляют живую компоненту грунтов. Они состоят из макро- и микроорганизмов.

Макроорганизмы живут в почве и подпочвенной толще; их влияние на состав, строение и свойства грунтов ограничивается несколькими метрами от дневной поверхности. Оно может быть весьма значительным. Чтобы получить представление об этом воздействии, достаточно вспомнить, что огромное количество растений своими корнями пронизывает почву и подпочвенную часть горных пород, что беспозвоночных животных содержится на 1 га от 12 млн. до 12 млрд. особей, что в известных условиях роющая деятельность таких

позвоночных, как кроты, землеройки, мыши, может быть весьма интенсивной. Часто ход крота на склоне легкоразмываемых лёссов может явиться началом оврагообразования. Корни растений и животные, обитающие в почве и подстилающих горных породах, коренным образом изменяют инженерно-геологические свойства толщи, в которой они живут, обогащая ее органическим веществом и изменяя ее строение. Оценить инженерно-геологические особенности почв можно, только зная воздействие на них микроорганизмов. Тем не менее влияние макроорганизмов на горные породы несравнимо меньше, чем микроорганизмов.

Микроорганизмы – это группа, объединяющая весьма разнообразные живые организмы, которые видны только под микроскопом, так как их размер определяется несколькими или даже долями микрона.

Состав микроорганизмов, обитающих в почвах и горных породах, чрезвычайно разнообразен: это – бактерии, актиномицеты, грибы, водоросли, дрожжи, вирусы, простейшие животные, состоящие из мелких физиологически устойчивых амёб, жгутиконосцев, инфузорий и называемые “протозойной фауной”

Формы бактерий разнообразны: от шаровидной (кокки), до вытянутой, нитчатой и спиральной (рис. 1.14).

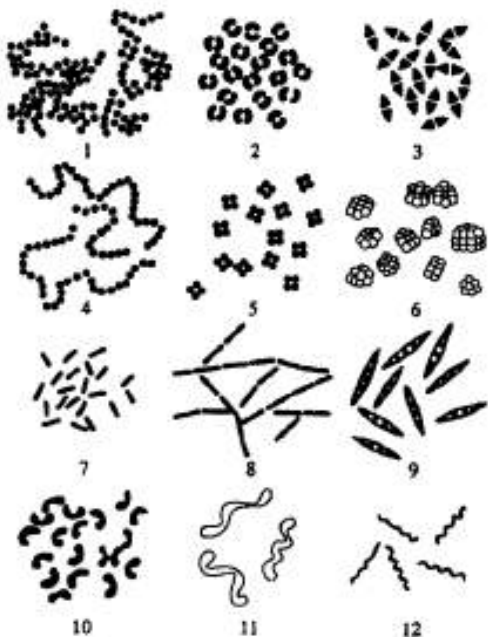


Рис. 1.14. Основные формы различных бактерий:

- 1-6 – шаровидные:
 1-стафилококки; 2, 3-диплококки;
 4-стрептококки;
 5-тетракокки; 6-сарсины;
 7-9 – различные виды палочек:
 10-12 – спиралевидные формы:
 10-вибрионы; 11, 12-спириллы

Работами В.И.Вернадского и других исследователей показана большая роль микроорганизмов в биохимических процессах, протекавших на различных этапах развития Земли. Известно, что микроорганизмы активно функционировали на Земле уже через 1 млрд. лет после ее образования.

Все микроорганизмы делятся на гетеротрофные и автотрофные. Развитие автотрофных микроорганизмов происходит за счет световой энергии, или энергии окисления ряда неорганических соединений (водорода, серы, аммиака, железа и др.). Гетеротрофные микроорганизмы используют для своей жизнедеятельности различные органические вещества, их отдельные представители очень разнообразны по своим свойствам, могут развиваться как в присутствии, так и в отсутствии кислорода. Многие гетеротрофные микроорганизмы, обитающие в грунтах, способны развиваться в очень бедных питательными элементами растворах (концентрация органических веществ в растворе может составлять не больше 5 мг/л). Это – олиготрофные микроорганизмы, обычно располагающиеся на поверхности минеральных частиц и получающие питание из омывающих их растворов.

Поразительно широк диапазон условий, в которых живут и функционируют микроорганизмы. Различные их представители могут существовать и в аэробных (в присутствии кислорода), и в анаэробных (без доступа кислорода) условиях. Встречаются микроорганизмы, активно развивающиеся при отрицательных температурах (-7°C) и микроорганизмы, живущие в горячих источниках при температурах, превышающих 90°C . Это обстоятельство обуславливает возможность проникновения микроорганизмов на большие глубины. Бактерии, окисляющие углеводороды и образующие горючие газы (CH_4 , H_2 , H_2S), прослеживались в разрезе Северного Устья до глубины 1100 м, а в водах Северного Кавказа – ниже 2000 м.

Распространение и перемещение микроорганизмов в земной коре связаны, по-видимому, с фильтрацией подземных вод. Предполагается, что расселение микробов в подземных водах через области питания началось с докембрия и продолжается в настоящее время. В подземных водах обнаруживаются разнообразные микроорганизмы, представляющие различные физиологические и систематические

группы; количество их колеблется от десятков тысяч до миллиона в 1 мл воды.

Микроорганизмы обнаружены во всех изученных типах грунтов: морене, лёссах, ленточных глинах, песчаных и глинистых аллювиальных отложениях. Содержание их неодинаково в различных грунтах, во времени и по глубине и достигает 107-108 экз. в 1 г грунта, что ниже, чем в почве, но выше, чем в природных водах.

С точки зрения грунтоведения и геологической науки в целом практический интерес представляют все микроорганизмы, так как в результате их жизнедеятельности образуются твердые минеральные соединения (например, окислы железа и марганца), продукты обмена, способные вступать в химическое взаимодействие с геологической средой и изменять ее физико-химическую обстановку. К таким веществам надо отнести CO_2 , органические кислоты, азотную и серную кислоты, сероводород. Многие микроорганизмы в процессе жизнедеятельности образуют слизи, поверхностно-активные вещества, газы, которые влияют на состав, микростроение и свойства дисперсных грунтов.

Микроорганизмы обитают в почвах и породах либо в поровых растворах, либо в адсорбированном состоянии на поверхности твердых частиц (рис. 1.15 и 1.16). Они могут вызвать разрушение минералов в результате своей жизнедеятельности. Разрушение минералов возможно вплоть до полного их разложения. В природе не существует, по-видимому, абсолютно устойчивых минералов. В той или иной степени



Рис. 1.15. Серобактерия при большом увеличении, в теле которой видны кристаллики серы



Рис. 1.16. Споры грибов на поверхности минеральных частиц под микроскопом

даже самые прочные из них, такие, как алюмосиликаты и кварц, разрушаются, хотя и с меньшей скоростью, чем другие. Так, почти полное растворение частичек нефелина плесневыми грибами и бактериями завершилось в течение нескольких суток, тогда как первые признаки деструкции натриевого плагиоклаза можно было обнаружить только через 7 месяцев после начала опыта.

Следует отметить, что микроорганизмы способны и к минералообразованию. Такое минералообразование наиболее широко распространено, по-видимому, при возникновении карбонатных минералов. Например, отмечается участие сульфат-восстановливающих бактерий в образовании карбонатов на Багамских островах, глубоководных карбонатных осадков в Красном море, пермского известняка в Техасе, девонских шельфовых карбонатов в Западной Канаде. Появление карбонатов обусловлено взаимодействием выделяемой в процессе дыхания и брожения углекислоты с имеющимися в среде катионами, поэтому самые разнообразные виды микроорганизмов могут в большей или меньшей степени участвовать в этом процессе. При избытке серы накопление карбонатов происходит в процессе сульфат-редукции. При этом клетки бактерий инкрустированы кристаллами кальцита и агрегатами арагонита. Возможны и другие механизмы образования отложений карбонатов с участием микроорганизмов.

Большое значение для прочностных свойств грунтов имеют процессы окисления железа и марганца, осуществляемые многими микроорганизмами. В результате чего образуются лимонит, гётит, пиролюзит и другие минералы.

Железобактерии могут развиваться в водопроводных и дренажных трубах за счет окисления восстановленного железа, поступающего в трубы вместе с подземными водами, а также железа самих труб. Образующиеся осадки окисного железа закупоривают трубы. Система железных дренажных труб может выйти из строя в течение 4-5 лет.

Широкое развитие имеет в природе процесс агрегирования минеральных частиц под влиянием деятельности микроорганизмов. Этот процесс может происходить за счет склеивания частиц продуктами

жизнедеятельности микроорганизмов (особенно полисахаридами) при адсорбции микроорганизмов на поверхности твердых частиц.

В результате адсорбции микроорганизмов на глинистых минералах образуются агрегаты размером до 50-100 мкм и более. Размер агрегатов увеличивается вместе с количеством микроорганизмов. Например, при концентрации микробных клеток 1 млн/мл получались агрегаты монтмориллонитовой глины размером 10-20 мкм, а при концентрации 1000 млн/мл агрегаты достигали величины 100-200 мкм.

Микроорганизмы могут изменять пористость грунтов, повышая ее при разрушении минералов, при этом наблюдалось увеличение пористости до 15%. Следовательно, микроорганизмы могут обуславливать набухание грунта, создав при этом необходимое давление набухания. Пористость может также уменьшаться вследствие заполнения пор клеточной массой и продуктами жизнедеятельности.

Подземные воды, просачиваясь через отложения свалок, в зависимости от степени разложения последних приобретают агрессивность из-за подкисления углекислотой и другими метаболитами. Эти агрессивные воды могут растворять карбонатные породы или бетон подземных сооружений. Такую возможность надо иметь в виду при выборе мест для захоронения отходов.

Микроорганизмы оказывают большое влияние на газовую компоненту грунта. Газообразование широко распространено среди всех групп микробов. В иле пресноводных озер, находящихся на территории Марийской Республики, микробиологическое образование метана составляет 0,04-8 см³/л в сутки. По подсчетам, в горизонте ила 0-20 см, при площади озера 0,1 км², за год бактериями образуется более 70000 м³ метана.

До настоящего времени микроорганизмы изучались в геологии главным образом как фактор, влияющий на образование рудных (железа, цветных металлов и др.) и нерудных (нефть, сера и др.) полезных ископаемых, как фактор, влияющий на ход процессов диагенеза и гипергенеза, и очень мало внимания им уделялось при инженерно-геологическом изучении горных пород и почв. Изложенный материал показывает, что живая компонента в грунтах, по-видимому,

оказывает значительное влияние на их свойства и поэтому изучение ее в инженерно-геологических целях можно считать перспективным.

Таким образом, компоненты грунта оказывают значительное влияния на их свойства и поэтому, изучение их в инженерно-геологических целях можно считать актуальным.

Ключевые слова: минералы, частицы, фазы грунта, гранулометрический состав, классификация, дисперсные, подземные воды, влажность, компоненты грунтов, газы.

Вопросы для повторения:

1. Какие минералы входят в состав грунтов?
2. Мелкие частицы в глинистых грунтах.
3. Из скольких фаз состоят грунты?
4. Понятие о связанных и несвязанных грунтах.
5. Каковы размеры фракций гранулометрического состава грунтов?
6. Объясните классификацию дисперсных грунтов.
7. Классификация глинистых грунтов по составу.
8. Гранулометрическая классификация гравийных грунтов.
9. Гранулометрический состав полулогарифмической кривой.
10. Классификация типов подземных вод.
11. Естественная влажность грунтов и ее влияние на их свойства.
12. Прочносвязанные и свободные воды.
13. Живые компоненты грунтов.
14. Состояние газов в грунтах.
15. Состав газов в грунтах.

Глава 2. ГРУНТ КАК МНОГОКОМПОНЕНТНАЯ СИСТЕМА

2.1. Взаимодействие компонентов грунта и их структурные связи

Все структурные элементы (минеральные зерна, частицы и кристаллы), слагающие горные породы, связаны между собой структурными связями. Характер этих связей во многом определяет основные свойства пород. Прочность отдельных минеральных зерен, частиц и кристаллов, зависящая от внутрикристаллических химических связей, может быть весьма высокой, измеряемой сотнями мегапаскалей. В то же время прочность пород, сложенных этими структурными элементами, значительно ниже, а у некоторых дисперсных нецементированных грунтов она может быть близкой к нулю. Следовательно, прочностные свойства грунтов определяются не только, а во многих случаях и не столько прочностью отдельных структурных элементов, сколько прочностью связей между ними, т. е. *структурными связями*.

Структурной связью в грунтах называется взаимное притяжение между структурными элементами, имеющее химическую, физическую, физико-химическую или механическую природу и образующееся непосредственно при формировании и последующих преобразованиях породы вследствие различных взаимодействий на контактах этих элементов.

К настоящему времени установлены наиболее общие закономерности, характеризующие структурные связи в различных петрогенетических типах грунтов, которые сводятся к следующим положениям:

1. В разных петрогенетических типах грунтов преобладают структурные связи определенной природы: в магматических, метаморфических и осадочных цементированных грунтах – в основном химические связи; в осадочных связных дисперсных грунтах – физические и физико-химические связи; в дисперсных несвязанных грунтах – механические.

2. Энергия и прочность структурных связей уменьшается в ряду: химическая > физико-химическая > физическая > механическая связь.

3. На разных стадиях литогенеза формируются определенные структурные связи: в ходе прогрессивного литогенеза происходит постепенная смена менее прочных на более прочные структурные связи; в ходе регрессивного литогенеза, как правило, наоборот – смена более прочных на менее прочные связи.

Структурные связи формируются в результате сложных физико-химических процессов. Они образуются под влиянием процессов уплотнения, старения и синерезиса, а также конденсации содержащихся в природе соединений или в результате адсорбции, пропитки, миграции, кристаллизации каких-либо цементирующих веществ из окружающей среды. Образование структурных связей – это длительный исторический процесс, развивающийся на протяжении всей «геологической жизни» грунта.

Природа структурных связей. По прочности структурные связи могут быть самими различными: от слабых, едва проявляющихся в обычных условиях и оказывающих слабое влияние на свойства пород, до очень прочных, соизмеримых с прочностью самих кристаллических зерен. По своей природе эти взаимодействия подразделяются на несколько видов:

1. *Химическая связь* – это взаимное притяжение атомов, приводящее к образованию молекул и кристаллов. К структурным связям химической природы относятся ковалентная, ионная, металлическая и водородная связи.

2. *Физическая связь.* К физическим структурным связям в грунтах относятся связи, обусловленные действием физических полей разной природы (гравитационное поле Земли, электрическое, магнитное и поле механических напряжений);

3. *Физико-химические структурные связи.* К ним относятся связи, обуславливающие сцепление частиц за счет различных физико-химических поверхностных процессов и явлений (молекулярные, ионно-электростатические и капиллярные);

4. *Биотические (биогенные) структурные связи.* В грунтах образуются с участием биоты – живых организмов (биоэлектростатические, биохимические, фитогенные, зоогенные).

Структурные связи химической природы. Этот тип структурной связи по своей природе близок к внутрикристаллическим связям

минералов. Он может возникать при непосредственном (истинном) контакте минеральных зерен друг с другом или при заполнении пространства между зернами прочным цементирующим веществом, которое скрепляется за счет химических связей с наружными плоскими сетками кристаллических решеток цементируемых зерен.

Химическая связь является наиболее прочным видом структурной связи. В ряде случаев (например, в кварцитах, кристаллических известняках) она не уступает по прочности внутрикристаллическим химическим связям. Поэтому линии скола в таких породах, образующиеся под действием нагрузок, могут проходить как по местам контактов минеральных зерен, так и по ним самим.

Химические структурные связи возникают различными способами. У магматических пород они появляются одновременно с образованием самих минеральных зерен – в процессе кристаллизации и затвердевания магматического расплава; у метаморфических пород – при перекристаллизации материнской породы; у осадочных сцементированных пород – в результате инфильтрации растворов и выпадения из них солей, а также осаждения в поровом пространстве коллоидного кремнезема или гидроокисей железа. Их старение и кристаллизация происходят на контактах между зернами.

Характерными особенностями химической связи являются, во-первых, ее проявление при небольших расстояниях между взаимодействующими атомами (порядка $0,5-3,5\text{\AA}$), при увеличении расстояния между атомами величина ее быстро падает; и, во-вторых, высокая энергия, достигающая 1200 кДж/моль .

Структурные связи физической и физико-химической природы. В тонкодисперсных несцементированных и слабосцементированных грунтах (глинистых и лессовых, некоторых разновидностях мела и мергелей, диатомита и трепела), а также биогенных образованиях (торфах) и почвах важную роль в формировании структурных связей играют силы физической и физико-химической природы. Образование их связано с высокой удельной поверхностью твердой компоненты тонкодисперсных пород и физическими и физико-химическими явлениями на границе минерал-вода. Различают несколько видов сил физической и физико-химической природы, действующих на контактах тонкодисперсных частиц; молекулярные, электростатические,

магнитные, ионно-электростатические, капиллярные. Роль каждой из перечисленных сил в формировании общей структурной связности породы может изменяться в зависимости от степени литификации породы и ее обводненности. Так, в глинистых осадках, слаболитифицированных глинах и торфах преобладающими являются молекулярные, электростатические и магнитные взаимодействия. В глинистых породах, претерпевших заметную литификацию, а также в лёссах и почвах определяющее значение в структурных связях приобретают ионно-электростатические и капиллярные силы.

Молекулярные силы по своей природе относятся к силам электростатического и электромагнитного характера. Они возникают за счет парных взаимодействий нейтральных молекул как обладающих, так и не обладающих дипольным моментом. В первом случае между молекулами возникает электростатическое взаимодействие за счет ориентационного (обе молекулы обладают диполями) и индукционного (одна из молекул обладает диполем) эффектов, а во втором – электромагнитное взаимодействие за счет дисперсионного эффекта. Парное взаимодействие молекул, аддитивно складываясь, могут создавать поле молекулярного притяжения, действующее между любыми твердыми телами при их сближении на расстояние, измеряемое десятками и даже сотнями нанометров ($1 \text{ нм} = 10 \text{ \AA}$). С уменьшением размеров сближенных тел (повышением удельной поверхности системы) роль молекулярного притяжения между ними возрастает.

Структурные связи механической природы. Рассмотренные выше силы физической и физико-химической природы действуют в пористых тонкодисперсных системах, полностью или частично насыщенных водой, в более грубых системах. Например, в песчаных и крупнообломочных грунтах суммарный эффект структурной связности за счет перечисленных сил существенно снижается. Поэтому такие породы относятся обычно к сыпучим (несвязанным) системам. Структурное сцепление их невелико и обуславливается эффектами чисто механической природы. Сюда относится взаимное зацепление частиц вследствие микронеоднородностей рельефа их поверхности.

Величина зацепления зерен и обломков зависит от плотности породы, ее зернового состава и окатанности зерен. Она возрастает с

крупностью и неоднородностью зернового состава породы и угловатостью минеральных составляющих.

Теория контактных взаимодействий. Образование структурных связей в горных породах происходит не по всей межфазовой поверхности частиц, а только в местах их наибольшего сближения – контактах. Контакты, как правило, являются наиболее ослабленными зонами в породе, поэтому при действии внешних нагрузок они разрушаются в первую очередь. Следовательно, сопротивление горных пород разрушению определяется величиной силы сцепления частиц в контактах (т. е. механической прочностью контактных зон частиц) и количеством контактов внутри объема пористой системы.

Согласно современным представлениям физико-химической механики пористых тел (Ребиндер, 1966 г.), в горных породах можно выделить несколько типов контактов, различающихся по своей природе, условиям образования и прочности: 1) фазовые, 2) цементационные, 3) коагуляционные, 4) переходные (точечные) и 5) зацепления (рис. 2.1).

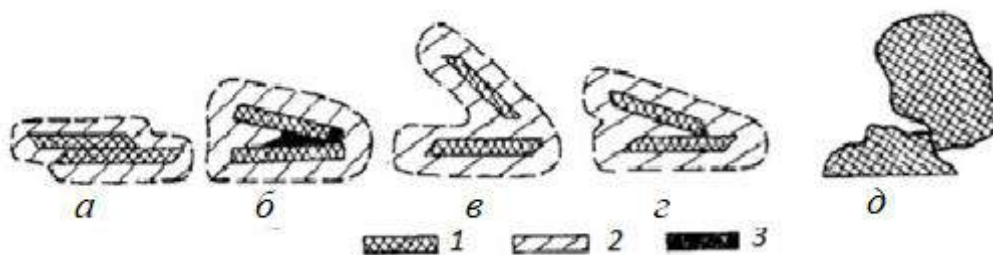


Рис. 2.1. Основные типы контактов между структурными элементами грунтов:

а - фазовый, *б* - цементационный, *в* - коагуляционный, *г* - переходный, *д* - зацепления. 1 – взаимодействующие частицы, 2 – связанная вода, 3 – цементирующее вещество

Фазовые контакты формируются при непосредственном контактировании кристаллических зерен, слагающих породу, и образовании между ними прочных химических связей (рис. 2.1, а). Такими контактами обладают большинство магматических пород, метаморфические и некоторые осадочные породы (гипсы, каменная и калийная соли, кристаллические известняки и доломиты). У магматических и осадочных пород образование фазовых контактов происходит одновременно с остыванием и раскристаллизацией магмы

или накоплением химически осажденного вещества породы. У метаморфических пород фазовые контакты формируются постепенно при перекристаллизации твердой компоненты пород в процессе метаморфизма. В обоих случаях важнейшими факторами, обуславливающими образование фазовых контактов, являются высокое давление (кристаллизационное, гравитационное, тектоническое) и температура. Порядок величин прочности на разрыв кристаллических пород с пористостью 1-3% и размером кристаллов $2\bar{r} = 2\div 3$ мм, между которыми возникли такие контакты, превышает значение 5-10 МПа.

Помимо высокой прочности у породы с фазовыми контактами наблюдаются хрупкий характер разрушения, слабая растворимость (за исключением солей) и размягчаемость.

Цементационные контакты по своей природе аналогичны фазовым, но отличаются от них условиями и механизмом образования. Этот тип контактов характерен для большинства осадочных цементированных пород. Образование цементационных контактов происходит в ходе диагенеза и катагенеза пород за счет выделения из циркулирующих растворов новой кристаллической или аморфной фазы (рис. 2.1, б).

Одним из основных условий цементации является химическое сродство между цементирующим веществом и поверхностью частиц дисперсной фазы. Помимо этого процесс формирования цементационных контактов контролируется совокупным действием различных физико-химических факторов: величиной пересыщения раствора, водопроницаемостью пород, значением межфазной свободной энергии, величиной напряжений в контактной зоне и т.д. Прочность цементационных контактов оценивается величиной не менее 1 МПа.

Коагуляционные контакты возникают в тонкодисперсных нецементированных образованиях, таких как глины, суглинки, торфа, диатомиты, некоторые разновидности мела. Образование структурных связей на таких контактах происходит за счет дальнедействующих молекулярных, а в некоторых случаях – электростатических и магнитных взаимодействий. Характерной особенностью коагуляционных контактов является наличие между частицами тонкой равновесной прослойки связанной воды, толщина которой

соответствует минимуму свободной энергии системы в данных условиях (рис. 2.1, в).

С учетом ориентировки взаимодействующих пластинчатых частиц коагуляционные и точечные контакты в глинах могут быть типа “базис-скол”, “скол-скол” или “базис-базис” (рис. 2.2 и 2.3).

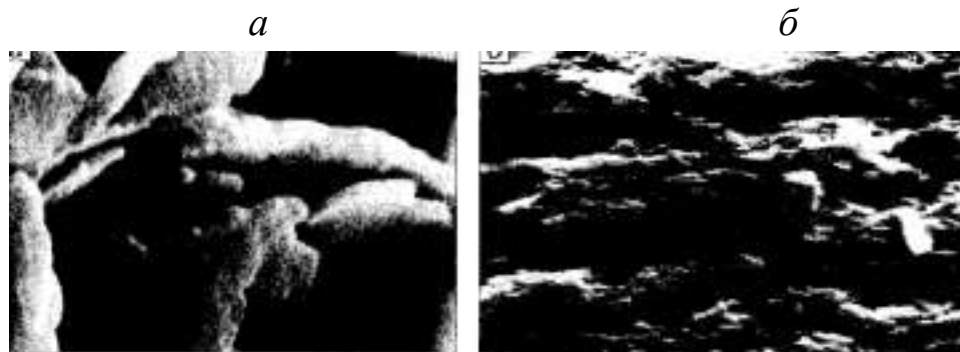


Рис. 2.2. Коагуляционные контакты типа “базис-базис” в глинах: неуплотненный (а) и уплотненный (б) грунт

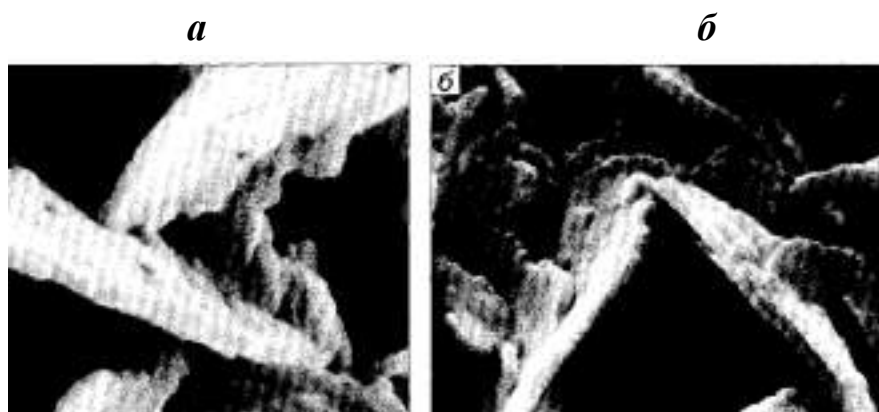


Рис. 2.3. Коагуляционные контакты типа “базис-скол” (а) и “скол-скол” (б) в глине

Проведенные расчеты показывают, что прочность коагуляционных контактов невелика: для двух сферических частиц диаметром 1 мкм, разделенных зазором толщиной $h \approx 10^{-7}$ см, сила сцепления на единичном контакте не превышает 10^{-8} Н. Прочность на разрыв дисперсной системы, образованной такими частицами, не превосходит 10^4 Па, что соответствует прочности современных илов и молодых слаболитифицированных глин.

Важной особенностью коагуляционных контактов является обратимый характер их разрушения. В отличие от фазовых и цементационных коагуляционные контакты после их разрушения

обратно восстанавливаются. Это свойство коагуляционных контактов лежит в основе явления тиксотропии. При нагрузках ниже критических пористые тела с коагуляционными контактами проявляют типичные пластические свойства, т. е. вязкое течение, приводящее к необратимым деформациям без разрыва сплошности.

Переходные контакты характерны для тонкодисперсных пород (включая лёссы), находящихся частично в дегидратированном состоянии или испытавших заметное литогенетическое уплотнение. В этих условиях происходят утоньшение и последующий прорыв гидратной пленки на отдельных участках контакта с образованием на них связей ионно-электростатической и химической природы (рис. 2.1, з). Взаимному поджиму частиц при дегидратации во многом способствуют капиллярные силы, которые создают значительное дополнительное давление на контактах.

Важная особенность переходных контактов – их неустойчивость по отношению к воде, т. е. способность гидратироваться и переходить в коагуляционные контакты при снятии внешнего давления и увлажнении системы. Обратимость переходных контактов связана с высокой энергией гидратации обменных катионов, участвующих в образовании ионно-электростатических связей, а также с расклинивающим действием адсорбционных слоев, которое оказывается достаточным, чтобы преодолеть близкодействующие силы сцепления на небольшой площади переходного контакта.

Таким образом, при определенных условиях рассматриваемые контакты могут переходить как в коагуляционные, так и в фазовые, что дало основание назвать их контактами переходного типа. Как показывают расчеты и экспериментальные исследования, прочность единичного контакта переходного типа составляет 10^{-8} - 10^{-6} Н.

Контактные зацепления характерны для крупнообломочных и песчаных нецементированных пород, структурное сцепление у которых чрезвычайно невелико и имеет чисто механическую природу (рис. 2.1, д). В определенном интервале влажности в этих породах могут возникать капиллярные силы, заметно увеличивающие структурную связность, особенно у песков. Все остальные виды взаимодействий (молекулярные, ионно-электростатические, магнитные, электростатические) не играют существенной роли в таких породах.

Образование контактов зацепления происходит при непосредственном соприкосновении крупных обломков минералов и пород. При этом взаимный поджим структурных элементов осуществляется за счет сил гравитации и является далеко недостаточным для образования на контактах связей химической природы. Возникающая на таком контакте незначительная связность обусловлена зацеплением неровностей контактируемых поверхностей, которая тем выше, чем неровнее микрорельеф поверхностей структурных элементов и выше внешняя сжимающая нагрузка.

Вследствие низкой прочности контактов зацепления и их небольшого количества в единице площади поверхности разрушения (из-за больших размеров структурных элементов) прочность на разрыв тел с этим типом контактов не превышает сотых и тысячных долей МПа. Поэтому в природных условиях обломочные несвязные грунты ведут себя как типичные сыпучие тела.

2.2. Структура и текстура грунтов

Компонентный состав грунтов, размер и морфологические особенности слагающих элементов грунта, их пространственное расположение и характер взаимодействия определяют общий облик породы, который характеризуется ее структурой и текстурой.

Структура и текстура тесно связаны с составом и условиями образования пород и таким образом являются их главнейшими генетическими признаками. В то же время структурные и текстурные особенности – важнейшие качества пород, определяющие их физические и в особенности физико-механические свойства. Поэтому при изучении горных пород в инженерно-геологических целях структура и текстура рассматриваются как основа для установления определяющих зависимостей между основными качествами породы как природного объекта и ее свойствами.

Термин «структура» и «текстура» выражают очень близкие понятия. В переводе с латинского «структура» - это строение, расположение, устройство, построение, а «текстура» - ткань, соединение, связь.

Структура грунтов. В грунтоведении *под структурой* грунта понимаются размер, форма, характер поверхности, количественное соотношение его элементов (отдельных зерен, частиц, агрегатов, стекла) и характер взаимосвязи их друг с другом. Поскольку взаимодействие структурных элементов зависит от присутствия в грунте жидкой, живой и в некоторых случаях газообразной компонент, то при таком подходе структура является признаком грунта как многокомпонентной системы.

Следует отметить, что один из основных признаков – размер структурных элементов горных пород изменяется в широких пределах. Так, у крупнообломочных пород размеры обломков могут достигать десятков сантиметров, у песчаных, магматических (интрузивных) и метаморфических пород они имеют размеры от сотых долей миллиметра до нескольких миллиметров, у тонкодисперсных осадочных пород – тысячные доли миллиметра. В зависимости от масштабности структурных признаков структура пород может изучаться визуально (в обнажениях и по образцам пород) или с помощью оптических и электронных микроскопов (по шлифам и аншлифам породы). В обоих случаях наряду с общим термином «структура» используются соответственно понятия *макроструктура* и *микроструктура*.

Характер структурных связей. Среди грунтов можно выделить несколько типов структур: кристаллизационные, цементационные, коагуляционные, переходные, смешанные и несвязанные (сыпучие).

Кристаллизационные структуры характерны для грунтов, у которых преобладающими являются фазовые контакты. К числу таких грунтов относится большинство магматических и метаморфических пород, а также хемогенные кристаллические образования (соли, известняки, доломиты).

Цементационные или конденсационно-кристаллизационные структуры свойственны осадочным сцементированным грунтам, у которых преобладающими являются цементационные контакты. Сюда относится большинство конгломератов, брекчий, песчаников, алевролитов, прочных разностей мергелей, карбонатных глин, опок, некоторых известняков и др.

Коагуляционные структуры распространены у отложений с коагуляционным типом контактов: илов, слаболитифицированных глинистых грунтов, почв и торфов.

Переходные структуры характерны для пород, у которых преобладающими являются переходные контакты. К числу таких пород относятся среднелитифицированные водонасыщенные глины, а также дегидратированные глинистые осадки любой степени литификации, лёссы и некоторые разновидности почв.

Смешанные (коагуляционно-цементационные или коагуляционно-кристаллизационные) структуры, характерные для пород, у которых одновременно существуют контакты нескольких типов. К числу таких пород относятся плотные, сильно литифицированные глины, каменные лёссы, некоторые разновидности мергелей, мел, диатомиты, трепел, часть песчаников с глинистым цементом и т.д.

Несвязанные (сыпучие) структуры – это структуры, обладающие низкой связностью за счет контактов зацепления. К числу пород с таким типом структуры следует отнести крупнообломочные (без глинистого заполнителя) и песчаные грунты.

Текстура грунтов. Под *текстурой* следует понимать совокупность признаков, характеризующих относительное расположение и распределение структурных элементов грунта в пространстве.

Текстуры, подобно структурам, теснейшим образом связаны с составом и условиями образования пород. Так, текстуры магматических пород характеризуются формами отдельностей, образующихся вследствие различных условий охлаждения магматического расплава. Наиболее распространенными здесь являются однородные (массивные) и неоднородные (шлировая, шаровая, флюидальная, шлаковая и др.) текстуры.

Текстуры метаморфических пород подразделяются на массивные и сланцеватые. Среди сланцеватых наиболее распространенными являются такие разновидности текстур как плоскопараллельная, волнистая (плойчатая), полосчатая, пятнистая, очковая и др. Массивная текстура наиболее часто встречается у мраморов, кварцитов и роговиков. Плоскопараллельная и пятнистая – у метаморфических сланцев, плойчатая и очковая – у гнейсов. Наряду с перечисленными метаморфическими текстурами встречаются реликтовые, сохраняющие текстурные особенности материнских пород, например, слоистость осадочных пород.

Среди осадочных пород выделяются массивные (неслоистые) и слоистые текстуры. Наиболее распространены слоистые текстуры, характеризующиеся наличием в породе слоев и прослоек, выделяемых по составу, структуре, окраске и т.д. По характеру слоистости текстуры подразделяются на параллельнослоистые, косослоистые, линзовидные. Среди них выделяются по мощности прослоек грубо-, тонко- и микрослоистые текстуры.

К числу текстурных признаков, характеризующих толщу пород в целом, следует отнести также первичную отдельность магматических пород и их трещиноватость. Первичная отдельность этих пород возникает под действием растягивающих напряжений, развивающихся в остывающей кристаллизующейся магматической массе. Такого происхождения столбчатой, плитообразной, матрацевидной и некоторых других видов отдельностей.

Пустотность грунтов. Одной из важнейших структурно-текстурных характеристик грунтов является их пустотность, характеризующая степень заполнения объема грунта с твердой компонентой. По своему характеру встречающиеся в горных породах пустоты могут быть поровыми и трещинными.

В общем случае грунт рассматривается как многокомпонентная система, суммарный объем которой (V_{tot}) складывается из: 1) объема твердой минеральной части (V_{sk}); 2) объема жидкого компонента – порового раствора (V_w); 3) объема газовой фазы – порового воздуха (V_a); 4) объема биотической (живой) составляющей (V_b). При этом объем пор грунта (V_n) складывается из объемов компонентов, заполняющих его поры:

$$V_n = V_w + V_a + V_b. \quad (2.1)$$

Поровая пустотность. Все грунты являются пористыми системами. *Структурные элементы.* Слагающие грунты, при неплотном прилегании друг к другу, образуют промежутки различной величины, суммарный объем которых характеризует поровую пустотность породы. Поровая пустотность грунтов выражается с помощью двух показателей – пористости и коэффициента пористости. Пористость грунта (n) равна отношению объема пустот (пор) ко всему объему горной породы. Коэффициент пористости (e) находится как

отношение объема пустот (пор) к объему твердой компоненты грунта. Пористость обычно выражается в процентах, а коэффициент пористости – в долях единицы.

Пористость и коэффициент пористости могут быть рассчитаны при наличии данных по плотности твердых частиц грунта (ρ_s) и плотности скелета грунта (ρ_d):

$$n = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s} \text{ и } e = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} . \quad (2.2)$$

Величины n и e связаны между собой соотношением

$$n = \frac{e}{1 + e} \text{ и } e = \frac{n}{1 - n} . \quad (2.3)$$

Количественное соотношение объемов твердой минеральной части, воды, газа, биотических составляющих в грунте может быть различным. Например, на рис. 2.4 показан грунт с порами объемом 50% (и, соответственно, с пористостью 50% и коэффициентом пористости 1,0), которые на 30% заполнены водой, на 15% - газом и на 5% - биотой.

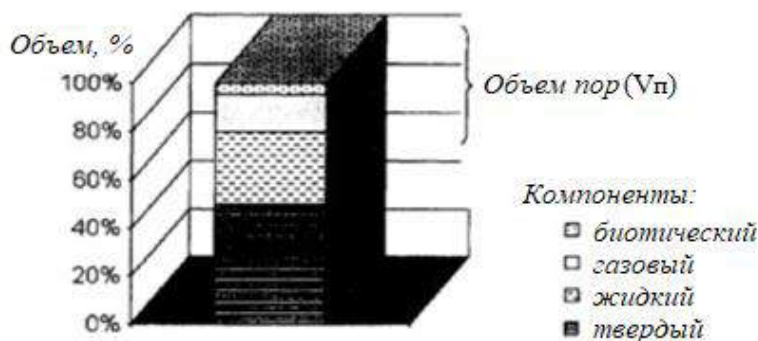


Рис. 2.4. Соотношение объемов составляющих грунта

По своему характеру пористость горных пород подразделяют на открытую, закрытую и общую. Пористость называется закрытой, если она образована изолированными друг от друга порами, не сообщающимися с атмосферой. При открытой пористости такая связь существует. Суммарная величина открытой и закрытой пористости характеризует общую пористость грунта.

По генетическим и морфологическим признакам выделяется несколько типов пористости пород, главные из которых (рис. 2.5):

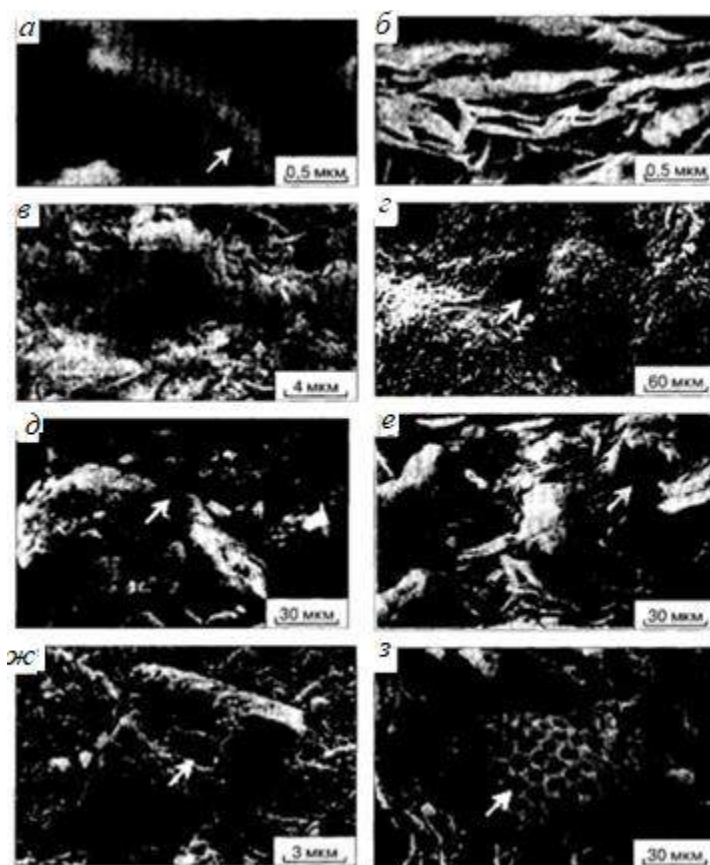


Рис. 2.5. Форма пор в глинистых грунтах:
а-межчастичные; *б*-межультрамикрoагрегатные;
в-межмикрoагрегатные; *г*-межагрегатные; *д*-межзернистые;
е-межмикрoагрегатно-зернистые; *ж*-внутризернистые; *з*-поры
биогенного происхождения

1) *межкристаллическая* (межзерновая) – пористость кристаллически зернистых пород (магматических, метаморфических и части осадочных сцементированных пород);

2) *межгранулярная* – пористость, свойственная в основном песчаным и крупнообломочным породам;

3) *внутригранулярная* – пористость минеральных составляющих (обломков горных пород, скелетных остатков растений и животных, минеральных зерен);

4) *межагрегатная* – пористость, существующая между агрегатами минеральных зерен, чаще всего она встречается у глинистых грунтов;

5) *внутриагрегатная* – пористость, существующая внутри агрегатов между первичными частичками, образующими агрегаты;

6) *пористость выщелачивания* – ноздреватость. Каверзность известняков, доломитов, гипсов;

7) *пузырчатая* – пористость, типичная для многих эффузивных пород;

8) *макропористость* – характерна для лёссовых пород.

Все поры пород по их размеру можно подразделить на макро (>1 мм)-, мезо (1-0,01 мм)-, микро (10-0,1 мкм)- и ультракапиллярные (<0,1 мкм).

Трещинная пустотность. Оценка общей пустотности пород в ряде случаев не может быть сделана без учета их трещиноватости. Многие породы, особенно магматические и метаморфические, при пористости 1-5% могут иметь трещинную пустотность, достигающую 10-20%.

По ширине трещины подразделяются на: тонкие (<1 мм), мелкие (1-5 мм), средние (5-20 мм), крупные (20-100 мм) и очень крупные (>100 мм).

По размеру и генетической принадлежности поры подразделяются на ряд категорий, указанных в табл. 2.1.

Таблица 2.1.

Подразделение пор по размеру

Название пор	Размер пор	Генетическая принадлежность пор	Движение воды в порах	В каких породах преобладают
1	2	3	4	5
Макропоры	>1 мм	Межгранулярная, пузырчатая, выщелачивания	Свободное движение гравитационной воды; капиллярное поднятие воды практически отсутствует.	Крупнообломочные, биогенные, эффузивные.
Мезопоры	1-0,01 мм	Межгранулярная, межкристаллическая	Движение гравитационной воды происходит при наличии определенного градиента; капиллярное поднятие происходит быстро и на небольшую высоту.	Песчаные, лёссовые, биогенные, некоторые эффузивные.

Продолжение табл. 2.1

1	2	3	4	5
Микропоры	10-0,1 мкм	Внутриагрегатная, внутригранулярная, частично межагрегатная	Капиллярное поднятие воды происходит медленно и на большую высоту; движение гравитационной воды происходит только при больших градиентах напора	Глинистые, органические, биогенные, некоторые обломочные цементированные
Ультракапиллярные поры	<0,1 мкм	Внутриагрегатная, внутригранулярная	Передвижение гравитационной и капиллярной воды отсутствует, поры заполнены связанной водой	Глинистый

По генетическому признаку можно выделить несколько типов трещинной пустотности:

1. Литогенетическая трещинная пустотность, возникающая в процессе образования горной породы, например при остывании магматического расплава, метаморфизме, постседиментационном преобразовании осадков.

2. Тектоническая трещенная пористость образуется в результате тектонического деформирования пород – сжатия и растяжения.

3. Экзогенная трещинная пустотность образуется в процессе выветривания пород, при оползневых деформациях, провалах сводов карстовых пещер, при разгрузке пород в бортовой части карьеров или выемок.

Таким образом, при изучении состава и свойств грунта, необходимо рассматривать его как многокомпонентную систему, зависящую от структурных связей.

Ключевые слова: структурные элементы, структурные связи, природа, типы контактов, структура, текстура, пористость, пустотность, трещина, капилляры, агрегаты.

Вопросы для повторения:

1. Что такое структурная связь грунтов?
2. Какие типы связей вы знаете?
3. Структурная связь химической природы.
4. Структурные связи физической и физико-химической природы.
5. Структурная связь механического характера.
6. Что означают термины «структура» и «текстура»?
7. Типы структур.
8. Что означают термины «макροструктура» и «микротекстура»?
9. Структурные связи и их влияние на структуру грунтов.
10. Что такое молекулярная и молекулярно-ионно-электростатическая связь?
11. Поры в грунтах и их влияние на прочность грунта.
12. Типы пор.

Глава 3. СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Под *свойством* грунта понимается особенность, обуславливающая его различие или сходство с другими грунтами (или телами) и проявляющаяся во взаимодействии с ним или с различными полями и веществами (например, цвет, пластичность, прочность, электропроводность и др.). Существует бесчисленное множество свойств грунтов. Выделяют классы химических, физико-химических, физических и биотических свойств грунтов, отличающиеся своей природой. Химические свойства характеризуют химические процессы в грунтах; физико-химические – различные поверхностные явления и физико-химические процессы в грунтах, происходящие на молекулярном и микроуровне, но без явных химических превращений. Физические свойства грунтов проявляются в результате действия на них различных физических полей: гравитационного, теплового, электрического, магнитного, гидродинамического, механического и др. Биотические свойства отражают процессы и взаимодействия, происходящие в грунтах с участием живой (биотической) составляющей. В каждом классе свойств могут быть выделены постоянные во времени стационарные или переменные – нестационарные типы свойств.

3.1 Химические и физико-химические свойства грунтов

Химические свойства грунтов характеризуют происходящие в них химические изменения, их способность участвовать в химических взаимодействиях с различными веществами. Они проявляются во всевозможных химических реакциях и равновесиях, протекающих в грунтах, в растворимости грунтов, их химической поглотительной способности, особенностях кислотно-основных свойств, химической агрессивности грунтов и др.

Растворимость грунтов. Растворимостью грунтов называется их способность растворяться под действием природных вод или иных растворов. В процессе растворения молекулы воды, обладающие дипольным строением, разрушают кристаллическую решетку минералов. При этом ионы из решетки переходят в воду и образуют

водные растворы. В результате растворения и последующего выноса веществ, ранее слагающих часть твердой компоненты грунтов, происходит изменение состояния и свойств последних, а также образование в массиве пустот различного размера.

Растворение грунтов происходит разными путями. *Прямое растворение* развивается при непосредственном соприкосновении движущейся в порах или трещинах воды (или любого другого раствора) с растворимыми в данных условиях минералами, содержащимися в грунте. Оно возрастает при увеличении скорости движения подземных вод. *Диффузионное растворение* (выщелачивание), в отличие от прямого растворения, не связано с непосредственным воздействием движущегося потока воды на растворимые минералы. Оно представляет собой самопроизвольный процесс движения ионов в поровом растворе под влиянием разности концентрации в разных участках массива грунтов, приводящий к изменению состава твердой части грунта и поровых вод.

Процессы диффузионного растворения играют важную роль в глинистых грунтах, характеризующихся крайне незначительной водопроницаемостью и значительным количеством связанной и иммобилизованной воды. В них перенос растворенного вещества при фильтрации порового раствора соизмерим, а часто гораздо меньше диффузионного. В песчаных, грубообломочных и трещиноватых грунтах с жесткими кристаллизационными связями, водопроницаемость которых значительна, преобладают процесс прямого растворения водорастворимых компонент и перенос их фильтрационным путем.

Растворимость грунтов определяется их химико-минеральным составом и структурными особенностями, растворяющей способностью растворителя (поверхностных и подземных вод или иных растворов), а также термодинамическими условиями. Все типы грунтов, независимо от их химико-минеральных особенностей и характера связей между слагающими породу элементами, в той или иной степени растворимы. Абсолютно нерастворимых грунтов не существует. Однако с практической точки зрения наибольший интерес представляет растворимость карбонатных (известняк, доломит, мел), сульфатных (гипс, ангидрит) и галоидных (галит, сильвин, сильвинит, карналлит) пород, а также некоторых других типов пород (мрамор, засоленные

глинистые и лёссовые породы и др.), в которые входят галит, гипс, кальцит и близкие к ним минералы.

Растворимость зависит не только от энергии кристаллической решетки минералов, но и от растворяющей способности растворителя. Действительно, растворимость галоидов, сульфатов и карбонатов, например, в бензоле и керосине в десятки и сотни раз ниже, чем в воде. Это объясняется тем, что молекула воды, обладающая значительным дипольным моментом, имеет высокое значение диэлектрической проницаемости и, следовательно, высокую энергию гидратации.

Как показывают экспериментальные данные, энергия кристаллической решетки и диэлектрические свойства растворителя являются важнейшими, но далеко не единственными факторами, обуславливающими растворимость минералов и грунтов. Растворимость галоидов, сульфатов и карбонатов зависит также от: а) размеров минералов, слагающих горные породы; б) наличия примесей; в) температуры и давления; г) химического состава природных вод и содержания в них углекислоты (Соколов).

Как известно, абсолютно нерастворимых грунтов не существует. Растворимость некоторых минералов и веществ в воде при температуре 20°C показана в табл. 3.1.

Таблица 3.1.

Растворимость некоторых минералов в воде

Степень растворимости	Минерал	Растворимость, г/л
1	2	3
Легкорастворимые (>2 г/л)	CaCl ₂	745
	MgCl ₂	545
	NaCl	360
	KCl	340
	Na ₂ CO ₃	215
	Na ₂ CO ₄	194
	K ₂ CO ₄	111
Слаборастворимые (2-0,1 г/л)	CaCO ₄	2,0
	MgCO ₃	0,27
	ZnCO ₃	0,20
	SrCO ₄	0,11

Труднорастворимые (0,1-0,0001 г/л)	CaCO ₃	0,00694
	SrCO ₃	0,00591
	Fe(OH) ₂	0,00045
Практически нерастворимые (<0,0001 г/л)	Сульфиды	-
	Самородные металлы	-
	Силикаты	-
	Глинистые минералы	-

В соответствии со ШНК 2.02.01-97 осадочные цементированные грунты по степени их растворимости делятся на ряд разновидностей (табл. 3.2).

Химическая поглотительная способность грунтов. Этот вид поглотительной способности основан на образовании труднорастворимых или нерастворимых соединений в процессе взаимодействия грунта и фильтрующегося раствора, которые выпадают в осадок и примешиваются к твердой компоненте грунта, нередко прочно *цементируя* ее.

Таблица 3.2.

Растворимость осадочных цементированных грунтов

Грунты	Растворимость, г/л
Нерастворимые	Меньше 0,01
Труднорастворимые	0,01-1
Среднерастворимые	1-10
Легкорастворимые	Более 10

Химической поглотительной способностью грунтов называется образование в них труднорастворимых соединений в результате протекания химических взаимодействий между твердой, жидкой и газовой фазами. Согласно современным представлениям, “химическое поглощение” может осуществляться в грунтах несколькими путями. Во-первых, в грунте могут образовываться труднорастворимые соединения в результате прямых химических реакций между имеющимися твердыми, жидкими и газовыми компонентами. Например, если к грунту, содержащему соли CaCl₂ или CaSO₄, прибавить раствор

фосфорнокислого натрия, то в результате химической реакции образуется очень труднорастворимый $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$, выпадающий в осадок и остающийся в объеме грунта.

Во-вторых, химическое поглощение может происходить за счет реакций ионного обмена, при которых вытесняемые в поровый раствор ионы способны вступать в химическое взаимодействие с солями раствора с образованием труднорастворимых соединений. Например:



В-третьих, химическое поглощение может осуществляться за счет так называемой *хемосорбции*. Хемосорбция представляет вид адсорбции, сопровождающейся необратимыми химическими реакциями между адсорбентом и адсорбатом с образованием труднорастворимых соединений. Частным видом хемосорбции является *абсорбция*, сопровождающаяся химическими реакциями между молекулами сорбируемого вещества и поглощающей средой (поровым раствором грунта).

Грунты содержат кислые, основные и амфотерные компоненты. Все грунты имеют определенную кислотно-щелочную характеристику (рН). Они колеблются от 3,0-3,5 (болотные почвы) до 8,0-9,0 (солонны и солончаки).

Химическая агрессивность грунтов. В *широком смысле* под агрессивностью грунтов понимают их негативное влияние на различные компоненты природно-технических систем, включая развитие неблагоприятных процессов, влияние на биоту и т.д. В *узком смысле* под агрессивностью понимают негативное химическое и физико-химическое влияние грунтов на строительные материалы инженерного сооружения, приводящее к разрушению его частей (фундамента, металлических конструкций и т.д.).

С инженерно-геологической точки зрения наиболее важны два типа химической агрессивности жидкой компоненты по отношению: 1) к бетону (цементному камню); 2) к металлу.

Адсорбционные свойства грунтов. Дисперсные грунты при движении через них различных жидкостей или газовых смесей частично задерживают содержащиеся в них вещества, в результате чего из этих

растворов или газовых смесей поглощаются отдельные ионы, молекулы, целые коллоидные или глинистые частицы. Это свойство грунтов называются *поглощительной*, или *адсорбционной*, способностью.

Поглощение имеет сложную природу и обычно состоит из нескольких совместно протекающих процессов, в результате которых происходит изменение состава, структуры и свойств грунтов. К.К.Гедройц (1933 г.) предложил различать пять видов поглощительной способности: механическую, физическую, физико-химическую, химическую и биологическую. Физико-химическая поглощительная способность грунтов является обменной. Природа остальных четырех видов адсорбционной способности иная: в этих случаях при взаимодействии растворов с грунтами из первых поглощается ряд веществ, причем это поглощение не сопровождается какими-либо обменными реакциями.

Механическая поглощительная способность грунтов. Она проявляется в способности грунтов, как всякого пористого тела, задерживать частицы, взвешенные в воде, при фильтрации ее через грунтовую толщу. Для каждого грунта существуют предельная величина частичек, выше которой ни одна из них не будет профильтровываться через взятый слой грунта. Частицы меньшего размера будут отчасти профильтровываться, а отчасти задерживаться грунтом вследствие: 1) прерывности пор; 2) неправильной, разнообразной их формы; 3) существования молекулярного притяжения у мелких частиц, величина которого увеличивается с уменьшением их диаметра. В последнем случае с механическим поглощением сочетается один из видов физической поглощительной способности.

Физическая поглощительная способность грунтов. Данный вид поглощения представляет собой способность грунтов адсорбировать из водных растворов или суспензий некоторые вещества вследствие молекулярного взаимодействия, возникающего между ними и грунтовыми частицами. При этом не происходит химического взаимодействия между поглощенным веществом и грунтовыми частицами.

Влажный грунт представляет собой дисперсную систему, в которой вода, содержащая растворенные соли, может рассматриваться

как дисперсионная среда, а твердые минеральные и органические частицы – как дисперсная фаза.

В процессе физического поглощения дисперсная фаза может адсорбировать не только целые молекулы, но и поглощать из раствора кислотные или щелочные ионы. Такой вид поглощения называется *гидролитической адсорбцией*. В ходе нее грунт может адсорбировать щелочь, обуславливая тем самым гидролитическую кислотность, или анионы, вследствие чего возникает гидролитическая щелочность.

Величина поверхностной энергии грунта обуславливается и общей поверхностью его твердой компоненты и, следовательно, содержанием в грунте коллоидов. По расчетам К.К.Гедройца, при содержании в грунте частиц размером меньше 0,1 мкм в количестве 1 % веса грунта поверхность их равна поверхности всех остальных 99 % различных гранулометрических элементов. Содержание коллоидов в суглинистых и глинистых грунтах обычно превышает 1 %, а в отдельных случаях может достигать 75 %. Поэтому величина поверхностной энергии грунта будет в значительной степени определяться содержанием в нем коллоидов. Она резко уменьшается при коагуляции коллоидов в грунтовых системах.

Физико-химическая обменная способность грунтов. Сущность физико-химической обменной способности грунтов состоит в том, что при взаимодействии их с раствором какого-либо вещества некоторое количество ионов исчезает из раствора, а вместо них в растворе в эквивалентных количествах появляются другие ионы. Например, при взаимодействии глинистого грунта с раствором CaCl_2 часть ионов кальция исчезает из раствора. Однако при анализе раствора можно легко убедиться, что в нем появились другие катионы, например, Mg^{2+} , Na^+ , или K^+ , суммарное количество которых эквивалентно количеству исчезнувшего Ca^{2+} . Бывают случаи, когда количество появляющихся ионов в растворе после его взаимодействия с грунтом, на первый взгляд кажется меньше количества ионов, которое ушло из раствора. Однако при этом всегда уменьшается величина рН раствора, что указывает на повышение его кислотности, т.е. увеличение концентрации в нем ионов H^+ . Если учесть суммарное изменение в растворе концентрации H^+ и других обнаруженных ионов, то окажется, что реакция обмена ионов между раствором и грунтом произошла в эквивалентных количествах.

Физико-химическая обменная способность грунтов в значительной степени определяется их дисперсностью: чем выше степень дисперсности грунта, тем выше его обменная способность. По представлению К.К.Гедройца, обменная способность грунтов обусловлена в основном содержанием коллоидных частиц. Обменная способность определяется как гранулометрическим, так и минеральным составом грунтов.

Образование труднорастворимых соединений может происходить в двух случаях. Первый – в результате физико-химического обмена в раствор выходят катионы, находившиеся в адсорбированном состоянии и способные образовывать с анионами раствора труднорастворимые соли. Во втором случае в природной воде и твердой составляющей грунта присутствуют простые соли, катионы и анионы которых способны вследствие химической реакции образовывать труднорастворимую соль.

Биологическая поглотительная способность грунтов. Данный вид поглотительной способности характерен главным образом для верхних горизонтов грунтовой толщи. Именно здесь в результате жизнедеятельности макро- и микроорганизмов происходят образование и накопление новых веществ, которые могут примешиваться к твердой компоненте, находиться в поровом растворе или газовой смеси. Избирательность и активность этого вида поглощения вызывают изменение внешнего облика грунтов, их физического состояния и свойств. Роль биологического поглощения особенно заметна при выветривании горных пород, а также на начальных этапах формирования осадочных толщ.

Ионно-обменные свойства. Ионный обмен в грунтах представляет собой разновидность адсорбции – обменную адсорбцию, процесс поглощения поверхностным слоем грунта ионов из порового раствора электролита, сопровождающийся переходом в раствор эквивалентных количеств ионов из грунта (без разрушения его кристаллической структуры), поглощенных ранее. В соответствии со знаком обменивающихся ионов адсорбенты (иониты) делятся на катиониты и аниониты.

Основными факторами ионного обмена являются химико-минеральный состав грунта, его дисперсность, концентрация ионов в

поровом растворе и их тип, рН раствора и др.

Ионный обмен в грунтах сопровождается изменением микроструктуры грунтов, так как замена одних ионов на другие вызывает изменение параметров двойного электрического слоя, а следовательно, влияет на ионно-электростатическую составляющую расклинивающего давления между частицами. В результате этого изменяется высота энергетического барьера отталкивания между частицами, вызывая процессы коагуляции частиц или диспергирования агрегатов.

Липкость грунтов. Под липкостью (прилипаемостью) грунтов понимают их способность при определенном содержании воды прилипать к поверхности различных предметов. Это свойство наиболее характерно для связанных (глинистых и лёссовых) грунтов. Оно появляется при относительно небольших внешних нагрузках (0,1-0,5 МПа) при влажности, несколько большей нижнего предела пластичности, а при значительных нагрузках (единицы и десятки МПа) – при влажности, меньшей величины максимальной молекулярной влагоемкости. При дальнейшем увеличении влажности липкость сильно возрастает и, достигнув максимального для данного грунта значения, довольно резко уменьшается (рис. 3.1).

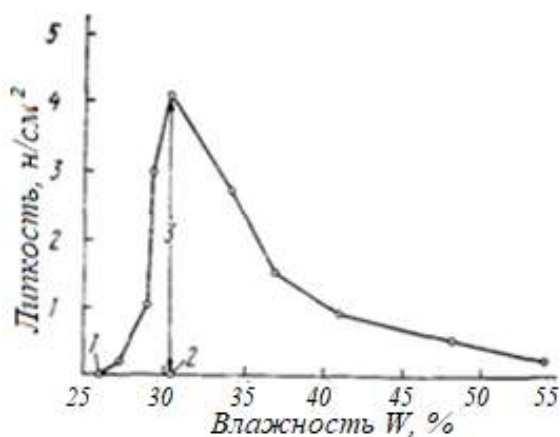


Рис. 3.1. График зависимости липкости грунта от влажности:

- 1 – влажность начального прилипания;
- 2 – влажность максимального прилипания;
- 3 – максимальная липкость грунта

Липкость проявляется только у влажных грунтов. Она обусловлена силами взаимодействия, возникающими между молекулами связанной воды и частицами грунта, с одной стороны, и молекулами воды и поверхностью соприкасающегося с грунтом

предмета, с другой. Решающую роль в проявлении липкости играет слабосвязанная вода.

Количественной характеристикой липкости грунтов является усилие (в ньютонах на квадратный сантиметр, $\Gamma/\text{см}^2 \approx 0,01 \text{ Н}/\text{см}^2$), требующееся для отрыва прилипшего предмета от грунта при различных его влажностях. Показателями являются *влажность начального прилипания, влажность максимального прилипания и максимальное значение липкости* (см. рис.3.1).

Величина липкости и характерные значения влажности определяются гранулометрическим и минеральным составом грунта, составом обменных катионов, состоянием грунта (его влажностью, плотностью, структурой и др.), материалом, из которого состоит прилипающий предмет, характером его поверхности, величиной нагрузки, прижимающей этот предмет к грунту, и рядом других факторов. При этом необходимым условием проявления липкости грунтов является наличие в них глинистых минералов и органических высокодисперсных частиц и воды, количественно превышающей максимальную гигроскопичность. Все остальные факторы влияют лишь на абсолютную величину липкости.

Липкость грунтов в значительной степени зависит от их гранулометрического состава. Это объясняется тем, что липкость разных гранулометрических фракций, обладающих различной удельной поверхностью и гидрофильностью, далеко неодинакова. Например, липкость частиц диаметром меньше 1 мкм, выделенных из каолиновой глины, по данным В.Я.Калачева, превышала $10 \text{ Н}/\text{см}^2$, в то время как липкость фракций 1-2, 2-5 и 5-10 мкм составляла 7, 3 и $1,2 \text{ Н}/\text{см}^2$, соответственно. С.С.Морозовым показано, что величина липкости глинистых частиц ($<1 \text{ мкм}$), выделенных из покровного тяжелого лёссовидного суглинка, достигала $11,7 \text{ Н}/\text{см}^2$, в то время как липкость самого покровного суглинка, не превышала $0,6 \text{ Н}/\text{см}^2$.

Липкость песков и супесей ничтожна по сравнению с липкостью глинистых грунтов, у которых она изменяется от 0,2-0,3 до 5-6 $\text{Н}/\text{см}^2$ (наиболее часто $0,5-2 \text{ Н}/\text{см}^2$ при нагрузках до 0,8 МПа). У последних одновременно с ростом содержания глинистых частиц возрастают величина максимальной липкости и соответствующая ей липкость, а также влажность начального прилипания.

Существенное влияние на липкость грунтов оказывает минеральный состав, поскольку он, с одной стороны, определяет дисперсность грунтов, а с другой – влияет на образование в них связанной воды. При прочих равных условиях липкость монтмориллонитовых глин выше липкости каолиновых и гидрослюдистых в 5 и 2 раза соответственно.

Липкость глинистых грунтов существенно изменяется в зависимости от состава обменных катионов. Na^+ особенно сильно увеличивает липкость грунтов (с этим связана большая липкость солонцов). Присутствие в грунтах поливалентных обменных катионов понижает их липкость. Такое влияние обменного Ca^{2+} может в ряде случаев компенсироваться наличием значительного количества органического вещества, которое сильно повышает величину липкости.

Грунты с ненарушенной структурой всегда характеризуются меньшей липкостью по сравнению с теми же грунтами, но имеющими нарушенное сложение.

Большое влияние на величину липкости грунтов оказывает величина внешнего давления, действующего на прилипающий предмет. С увеличением прижимающей нагрузки абсолютная величина липкости достаточно сильно возрастает, а влажность начального прилипания и влажность максимальной липкости смещаются в сторону уменьшения. Это смещение достаточно четко проявляется даже при небольшой разнице внешних давлений и указывает на динамичный (подвижный) характер основных параметров, характеризующих липкость грунтов (в связи с этим всегда необходимо указывать ту величину вертикальной нагрузки, которой прижимался штамп к грунту в процессе опыта).

На величину липкости сильноувлажненных грунтов с нарушенным сложением существенное влияние оказывает время действия нагрузки на штамп, причем влияние этого фактора неодинаково для грунтов различного минерального состава.

Величина липкости зависит от того, к какому предмету прилипает грунт (к металлическому, резиновому, кожаному, деревянному и др.). Экспериментальным путем установлено, что глинистые грунты сильнее прилипают к дереву и резине по сравнению с железом, а песчаные и торфяные, наоборот, проявляют большую липкость к металлу.

При повышении температуры системы грунт – взаимодействующий предмет липкость снижается.

Липкость грунтов является одним из факторов, определяющих условия работы дорожных и почвообрабатывающих машин. Прилипание грунтов к поверхности рабочих элементов землеройных и транспортных машин и механизмов вызывает снижение их производительности при выполнении вскрышных работ на карьерах, при рытье котлованов и т.п.

Пластичность грунтов. Под пластичностью грунта понимается его способность под воздействием внешних сил изменять форму (деформироваться) без разрыва сплошности и сохранять приданную ему форму после прекращения этого воздействия. Это свойство грунта характеризует возможность проявления в нем остаточных деформаций.

По данным Braja M. Das [1], в мелкозернистых почвах при наличии глинистых минералов пластичность может изменяться без рассеивания с помощью определенного количества воды. Природа этого связана с адсорбированной водой, которая окружает частицы глины. Эта связь была изучена шведским ученым Аттербергом в 1900 г. на глинах с различной влажностью в мелкозернистых почвах. Когда количество воды мало, почва подобна более твердой породе, если количество воды высокое, почва и вода могут течь как жидкость. На рис. 3.2 показаны четыре вида грунта: твердый, полутвердый, пластичный и жидкий. Эти цифры называются пределом Аттерберга.

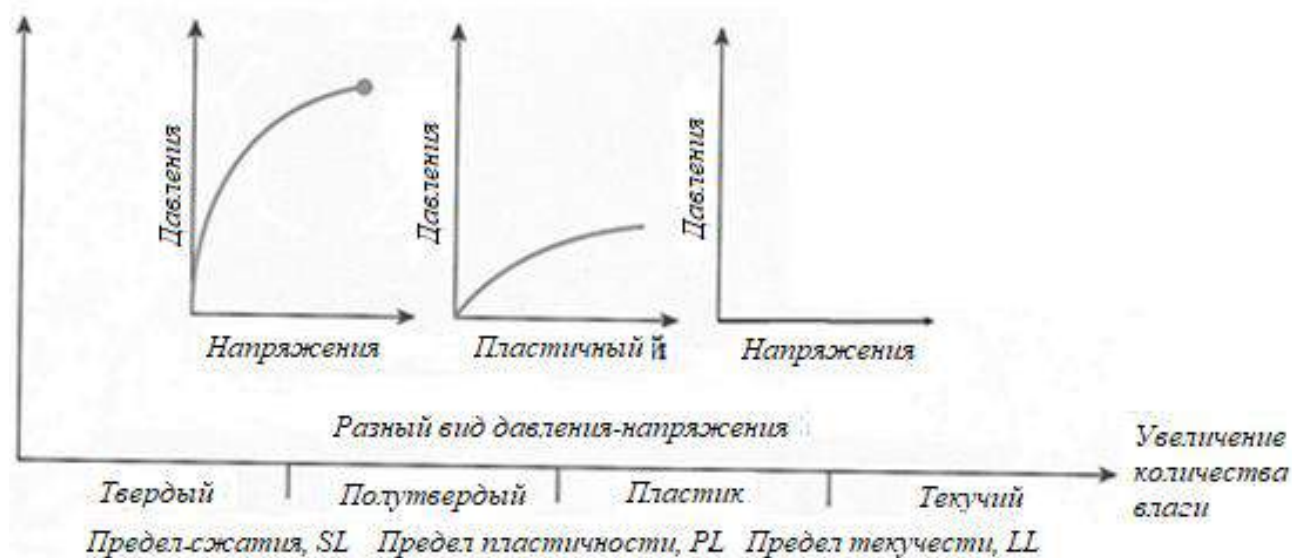


Рис. 3.2. Предел Аттерберга

Пластичностью при определенной влажности и небольших давлениях обладают только глинистые и лёссовые грунты, мергели, мел, торф, почвы и некоторые искусственные грунты. В обычных условиях при небольших внешних нагрузках у других типов грунтов она отсутствует.

Пластичность связанных грунтов при инженерно-геологических исследованиях характеризуют двумя влажностными показателями: 1) верхним пределом пластичности, или нижним пределом текучести (W_L), представляющим собой граничную влажность, при превышении которой грунт переходит из пластичного состояния в текучее; 2) нижним пределом пластичности (W_P), также представляющим собой граничную влажность между полутвердым и пластичным состоянием грунта: Он характеризует минимальную влажность, при которой частицы способны перемещаться относительно друг друга без нарушения сплошности грунта. Разность в величине влажности грунта при верхнем и нижнем пределах пластичности называется *числом пластичности*. Число пластичности показывает диапазон колебаний влажности, в котором грунт обладает пластическими свойствами. Чем больше число пластичности, тем более пластичен грунт.

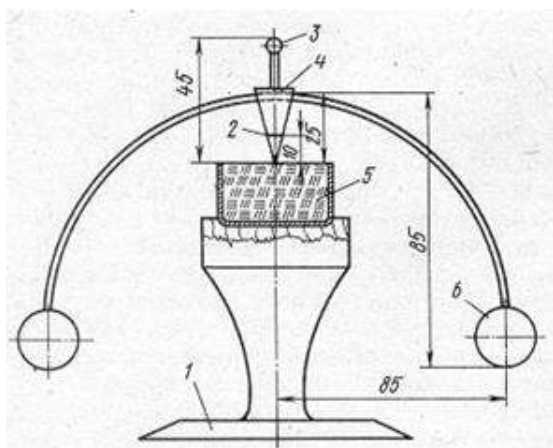


Рис. 3.3. Балансированный конус А.И.Васильева:
1-подставка; 2-метка на конусе;
3-ручка; 4-конус; 5-стаканчик с образцом грунта; 6-балансирные шарики

Важным фактором в глинистых грунтах, по мнению Дэвида Джорджа Прайса [2], является граница Аттерберга (BS_{1377}), которая используется для эффективного изучения изменений водности глинистых грунтов. Глинистый материал настолько мягок, что предел его содержания воды на границе водораздела определяется как граница жидкости (LL). Такая влажность называется пределом пластичности, если материал не меняет своей формы при приложении к нему напряжения в результате сушки и становится хрупким при меньшем количестве воды. Индекс пластичности (PI) - определяет диапазон

содержания воды, когда почва представляет собой пластичный материал. Он рассчитывается следующим выражением:

$$PI = LL - PL. \quad (3.2)$$

Нетрудно заметить, что все эти пределы характеризуют не механические свойства грунтов при пластичном состоянии, а свойства слагающих их минералов при некоторых значениях влажности. Следовательно, применяемые пределы пластичности, представляющие собой пределы влажности, являются *условными косвенными* показателями пластичности грунтов.

Пластичность связанных грунтов определяется составом и свойствами как твердых частиц грунта, так и взаимодействующей с ними жидкости. К числу факторов первой группы относятся гранулометрический и минеральный составы, форма частиц, состав обменных катионов. Свойства жидкой компоненты и влияние на пластичность определяются ее химическим составом и концентрацией растворенных веществ.

Гранулометрический состав является одним из важнейших факторов, влияющих на пластичность грунтов. Следует считать установленным, что пластичные свойства начинают проявляться у частиц диаметром меньше 5 мкм.

По данным П.Ф.Мельникова, у фракции 3-2 мкм пластичность выражена слабо. Частицы размером 2-1 мкм имеют небольшую пластичность. У частиц менее 1 мкм величина пластичности уже значительная. Она очень сильно зависит от дисперсности глинистой фракции и возрастает пропорционально повышению содержания в ней коллоидов. Особенно сильно она увеличивается в присутствии органических коллоидов.

Минеральный состав грунтов (табл. 3.3) также в значительной степени определяет их пластичность, так как различные минералы неодинаково взаимодействуют с водой. Кроме того, от строения кристаллических решеток минералов зависит форма частиц, которая, в свою очередь, оказывает влияние на величину пластичности. Наибольшей пластичностью обладают минералы, у которых частицы имеют пластинчатую, чешуйчатую форму.

Существенное влияние на пластичность связанных грунтов оказывают состав и концентрация водного раствора, с которым взаимодействует грунт. Это обусловлено тем, что состав растворенных в воде соединений влияет на состав обменных катионов в грунтах, которые, как показано выше, влияет на пластичность грунтов, а концентрация раствора во многом определяет толщину диффузного слоя. Присутствие значительного количества солей понижает пре-

Таблица 3.3.

Пластичность частиц различного минерального состава

Название минералов	Размер частиц, мм	Предел пластичности		Число пластичности
		верхний	нижний	
Биотит	<0,002	87	44	43
Хлорит	<0,002	72	47	25
Каолинит	<0,002	63	43	20
Лимонит	<0,002	36	27	9
Кварц	<0,002	35	35	0

делы пластичности грунтов, причем особенно сильно у высокодисперсного грунта (монтмориллонита). Число пластичности каолиновой и монтмориллонитовой (асканглина) глин значительно ниже при использовании в качестве дисперсионной среды трехнормального раствора NaCl, чем при определении с помощью дистиллированной воды. Уменьшение пластичности грунтов при большой концентрации солей связано с процессом дегидратации и агрегации грунтовых частиц, сопровождаемых уменьшением диффузного слоя грунтовых мицелл и, естественно, снижением содержания слабосвязанной воды в грунтах. Классификация глинистых грунтов по числу пластичности приведена в табл. 3.4.

Таблица 3.4.

Классификация глинистых грунтов по числу пластичности

Наименование видов глинистых грунтов	Число пластичности, %
Супесь	$1 < I_p \leq 7$
Суглинок	$7 < I_p \leq 17$
Глина	$I_p > 17$

Сопоставление пределов пластичности и естественной влажности грунтов позволяет ориентировочно судить в каком состоянии они находятся в естественном залегании. Если их влажность не превышает нижний предел пластичности, то грунты находятся в твердой консистенции. При изменении естественной влажности в диапазоне нижний – верхний пределы пластичности грунты имеют пластичную консистенцию. Если влажность грунта превышает величину верхнего предела пластичности, то он находится в текучей консистенции. Очевидно, что при таком сравнении не учитывается уменьшение прочности грунтов, вызываемые разрушением естественных структурных связей в процессе перематывания образца глинистой породы при определении пределов пластичности. Это приводит к недоиспользованию прочности грунтов в естественном состоянии.

В инженерно-геологической практике для приближенной оценки консистенции связанных грунтов широко применяют показатель консистенции, который рассчитывается по следующей формуле

$$I_L = \frac{W - W_P}{I_P} \cdot \quad (3.3)$$

В зависимости от величины этого показателя связанные грунты подразделяются на ряд групп (см. табл. 3.5).

Таблица 3.5.

**Наименование связанных грунтов по величине показателя
консистенции (по ШНК П-15-07)**

Наименование грунтов		Величина показателя консистенции
Супеси	Твердые	$I_L < 0$
	Пластичные	$0 \leq I_L \leq 1$
	Текучие	$I_L > 1$
Суглинки и глины	Твердые	$I_L < 0$
	Полутвердые	$0 \leq I_L \leq 0,25$
	Тугопластичные	$0,25 < I_L \leq 0,50$
	Мягкопластичные	$0,50 < I_L \leq 0,75$
	Текучепластичные	$0,75 < I_L \leq 1,00$
	Текучие	$I_L > 1,00$

Чем выше этот показатель, тем выше способность минералов глинистой фракции связывать в данных условиях воду в пределах пластичного состояния грунта. По величине этого показателя все связанные грунты подразделяются на три группы: 1) грунты с высокой коллоидной активностью – $K_p \geq 1,25$; 2) грунты со средней коллоидной активностью – $0,75 < K_p < 1,25$; 3) грунты с низкой коллоидной активностью – $K_p \leq 0,75$. В глинистых грунтах с высокой коллоидной активностью преобладают минералы группы монтмориллонита, в грунтах с низкой коллоидной активностью – минералы группы каолинита.

Набухаемость грунтов. Под набухаемостью понимается способность дисперсных грунтов увеличивать объем в процессе взаимодействия с водой или растворами. Его значение определяют в приборе (рис. 3.4), позволяющим находить значение набухаемости грунтов. Это свойство связано с гидрофильным характером тонкодисперсной части связанных грунтов и большой их удельной поверхностью. Оно обусловлено в основном образованием в грунте слабосвязанной воды.

Набухание глинистых грунтов происходит в результате расклинивающего действия сольватных оболочек связанной воды, образующейся при гидратации глинистых минералов и тонкодисперсных органогенных и органо-минеральных частиц. Расклинивающему действию противостоят силы притяжения, обуславливающие структурные сцепления. Если последнее превышает или равно расклинивающему действию оболочек связанной воды, то набухание не происходит. Если же структурное сцепление меньше величины расклинивающего давления, то грунтовая система стремится перейти в равновесное состояние путем увеличения расстояния между частицами. В этом случае происходит набухание грунта. При этом в грунтовой системе развивается определенное давление, которое называется **давлением набухания**. Оно может быть обнаружено и измерено с помощью внешней нагрузки. Это давление будет равно той нагрузке, при которой увеличение объема грунта при гидратации наблюдаться не будет.

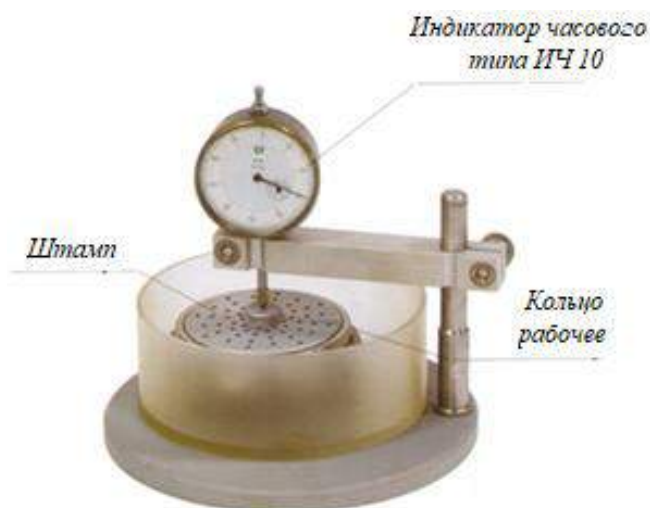


Рис. 3.4. Прибор для определения набухаемости грунтов

Способность грунтов к набуханию характеризуют рядом показателей: 1) деформацией набухания (R_H), определяемой по относительному изменению объема или высоты при невозможности бокового расширения образца грунта после набухания и выражаемой в процентах или долях единицы; она определяется при свободном набухании грунта или набухании под нагрузкой; 2) влажностью набухания (W_H), выраженной в процентах, соответствующей такому состоянию грунта, при котором прекращается процесс поглощения жидкости; 3) давлением набухания (P_H), выраженным в МПа, которое развивается при невозможности объемных деформации свободного набухания и давления набухания грунта. По величине деформации свободного набухания и давлению набухания грунты подразделяются на виды (табл. 3.6).

Таблица 3.6.

Классификация набухающих грунтов

Виды грунтов	Величина деформации свободного набухания, %	Величина давления набухания, МПа
Ненабухающие	менее 4	менее 0,025
Слабонабухающие	4-10	0,025-0,1
Средненабухающие	10-15	0,1-0,25
Сильнонабухающие	более 15	более 0,25

Основными факторами, определяющими характер набухания грунтов, являются: 1) состав и строение грунта (минеральный и

гранулометрический состав, состав обменных катионов, структурно-текстурные особенности, влажность и др.); 2) химический состав и концентрация водного раствора, взаимодействующего с грунтом; 3) величина внешнего давления, под которым находится грунт.

Набухание наиболее характерно для связанных грунтов. Супеси или совсем не проявляют набухания, или набухают очень слабо. Набухание суглинков и глин возрастает в соответствии с увеличением содержания в них глинистых и особенно коллоидных частиц. С ростом дисперсности грунтов, помимо величины набухания, увеличивается также время, необходимое для достижения максимальной величины набухания.

Огромное влияние на набухание грунтов оказывают их минеральный состав и, главным образом, состав глинистых минералов. Минералы, имеющие подвижную кристаллическую решетку (например, группы монтмориллонита), обладают несравненно большей величиной набухания по сравнению с минералами, обладающими жесткой кристаллической решеткой (рис. 3.5).

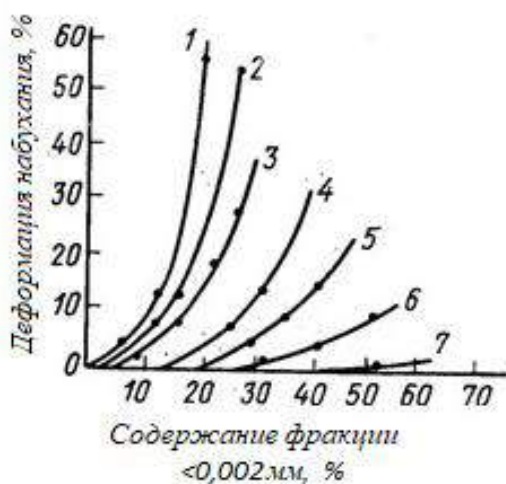


Рис. 3.5. Зависимость деформации набухания глин разного минерального состава от содержания глинистой фракции:

1-бентонит; 2-бентонит и иллит; 3-каолинит и бентонит; 4-иллит и бентонит; 5-иллит; 6-иллит и каолинит; 7-каолинит

Набухание грунтов сильно изменяется в зависимости от состава обменных катионов, причем их влияние возрастает по мере увеличения емкости обмена. Грунты, у которых поглощающий комплекс насыщен преимущественно двух- и трехвалентными катионами, имеют ограниченное набухание. Наибольшее набухание отмечается у тяжелых глин, содержащих в обменном комплексе в значительном количестве одновалентные катионы.

Периодическое изменение влажности оказывает большое влияние на набухание грунтов. При циклическом замачивании и высушивании глинистых образцов в каждом последующем цикле подсушивания – замачивания вследствие ослабления структурных связей увеличивается как степень набухания, так и давления набухания. Так, при естественной влажности степень образцов хвалыньских глин изменялась от 1 до 8%, а после многократного подсушивания – увлажнения при тех же значениях начальной влажности она возросла до 7,5-16%. Давление набухания в исследованных хвалыньских глинах при естественной влажности не превышало 0,5 МПа. В тех же грунтах после циклического подсушивания – увлажнения оно возросло до 1,0 МПа и более (Рогаткина, 1966).

Величина набухания зависит от характера структурных связей: наибольшее набухание характерно для грунтов с коагуляционным типом контактов (рис. 3.6). Нарушение естественной структуры грунтов способствует увеличению набухания. Наиболее резко оно возрастает у грунтов со смешанным и фазовым типами контактов.

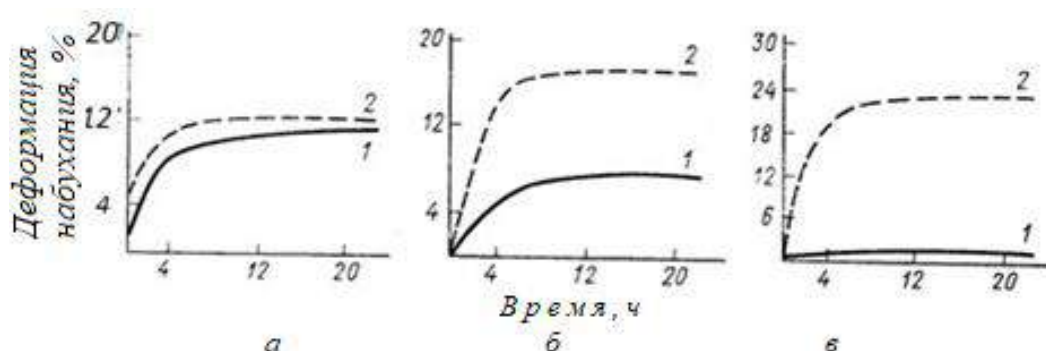


Рис. 3.6. Характер набухания глинистых грунтов с различным типом структурных связей при ненарушенном (1) и нарушенном (2) сложениях:

а – ближние коагуляционные контакты; *б* - переходные; *в* – фазовые

Набухание глинистых грунтов также зависит от присутствия солей в растворах, циркулирующих в грунтах, их концентрации и величины рН растворов. Химический состав воды в значительной степени определяет состав обменных катионов, а следовательно, и величину набухания грунтов. Кроме того, при наличии одних и тех же солей в природной воде величина набухания грунта будет изменяться в

зависимости от их концентрации. Чем больше содержание электролитов в воде, тем менее гидротированы ионы диффузного слоя грунтовых мицелл, тем меньше в грунте образуется связанной воды и, следовательно, тем меньше будет его набухание.

Деформация набухания грунтов зависит от величины внешней пригрузки, действующей на грунт. Ее величина снижается по мере роста пригрузки и особенно сильно – в зоне малых напряжений. Если величина внешней пригрузки равна или больше давления набухания, то деформация набухания не проявляется.

Усадочность грунтов. Усадкой грунта называется уменьшение его объема в результате удаления воды при высыхании или при проявлении физико-химических процессов (синерезис, осмос). Усадка грунта может происходить как в субаэральных условиях при испарении влаги под действием разности температур (разности относительной влажности), так и в субаквальных условиях под действием разности концентрации электролитов и при старении коллоидов. Способность к усадке обладает только влажный грунт.

В результате усадки грунт становится плотнее и после высыхания – даже твердым. Уплотнение глинистого грунта при усадке увеличивает его сопротивление деформациям, но наличие трещин, обычно сопровождающих усадку, повышает водопроницаемость и уменьшает устойчивость поверхностного слоя грунта в откосах. В условиях сухого и жаркого климата усадочные клиновидные трещины разбивают массив глинистого грунта на глубину до 5-7 м и более.

При усадке происходят не только механическое уплотнение и растрескивание породы, но и перераспределение растворимых химических компонент грунта. Участки породы, через которые происходит испарение воды, при усадке часто обогащаются солями и могут приобрести в ряде случаев повышенную прочность и водостойкость, но при кристаллизации таких минералов, как гипс, наоборот, могут дополнительно дезинтегрироваться. Следовательно, усадка – сложный физико-химический процесс, приводящий к изменению характера структурных связей между частицами.

Усадка глинистого водонасыщенного грунта протекает в три стадии: замедленной, нормальной и остаточной усадки (рис. 3.7). На первой из них вода испаряется в основном из крупных пор, нередко

армированных цементирующими веществами, а общее уменьшение объема грунта ниже объема испарившейся воды. На стадии нормальной усадки уменьшение объема глинистого грунта максимально и примерно равно объему испарившейся воды. При дальнейшем высыхании изменение объема значительно отстает от изменения объема испарившейся влаги. Начинается стадия остаточной усадки, величина которой не превышает 2-3% от общей усадки. Она протекает различно у глин разной структуры и минерального состава.

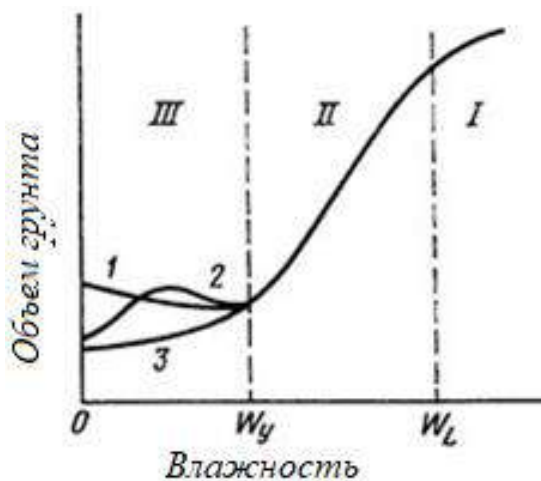


Рис. 3.7. Изменение объема глинистого водонасыщенного грунта при усадке: *I* – стадия замедленной усадки; *II* – стадия нормальной усадки; *III* – стадия остаточной усадки; 1, 2 и 3 – различные типы остаточной усадки; W_u – влажность предела усадки; W_L – влажность предела текучести

Таким образом, изменение объема грунта при усадке происходит под совокупным действием целого ряда сил: капиллярного давления, структурного каркаса после снятия капиллярного давления и удаления связанной воды, давления кристаллизации соединений, выпадающих из порового раствора в осадок.

Величину усадки грунта принято характеризовать по уменьшению линейных размеров или объема образца. В соответствии с этим различают относительную линейную (b_l) и объемную (b_v) усадки:

$$b_l = \frac{l_1 - l_2}{l_1} \text{ и } b_v = \frac{V_1 - V_2}{V_1}, \quad (3.4)$$

где l_1 и V_1 – начальная длина и объем образца, l_2 и V_2 – длина и объем того же образца после усадки.

Величина относительной линейной и объемной усадок обычно выражается в процентах. Объемная усадка для однородного изотропного грунта примерно в три раза больше линейной усадки.

Величина усадки грунтов зависит от их дисперсности, химико-минерального состава, влажности, пористости, структуры и текстуры. Наиболее ярко это свойство выражено у глинистых пород. Его величина зависит от содержания в грунте глинистых частиц: чем выше дисперсность глинистых грунтов, тем больше усадка при прочих равных условиях. Но для лёссовых грунтов ненарушенной структуры отчетливо выраженная зависимость величины усадки от содержания глинистых частиц отсутствует. Величина усадки глинистых пород в сильной степени зависит от начальной пористости и влажности: чем выше начальная пористость (рис. 3.7), тем больше усадка.

Прочность структурных связей оказывает большое влияние на усадку грунта. Усадка паст, как правило, в несколько раз выше (например, для лёссовидных суглинков – в 3,6-5,8 раз) ее величины у образцов с естественными структурными связями при одинаковой начальной пористости или влажности образцов. Для молодых глинистых отложений влияние структурных связей на усадку при отсутствии прочного цемента может быть и несущественным.

В процессе усадки глинистых осадков и пород обычно образуются трещины. Причиной их появления является развитие напряжений, превышающих прочность структурных связей между частицами и агрегатами вследствие неравномерного распределения влажности и температуры. При этом в центре тела возникают сжимающие, а на поверхности-растягивающие напряжения. Усадка влажного глинистого грунта при равномерном распределении влаги и температуры не вызывает каких-либо разрывов сплошности.

Капиллярные свойства грунтов. Капиллярные свойства грунтов выражаются в их способности перемещать воду в вертикальном (вверх) и горизонтальном направлениях по порам и в капиллярной связности грунтов.

Капиллярное поднятие воды в грунтах. Под капиллярным поднятием, или водоподъемной способностью грунтов, понимается их свойство поднимать воду вследствие воздействия капиллярных сил, которые возникают на границах раздела различных компонент грунта. В их основе лежат силы взаимодействия воды и воздуха с твердыми частицами грунта, проявляющиеся в смачивании последних, в образовании в порах менисков и в других явлениях (рис. 3.8).

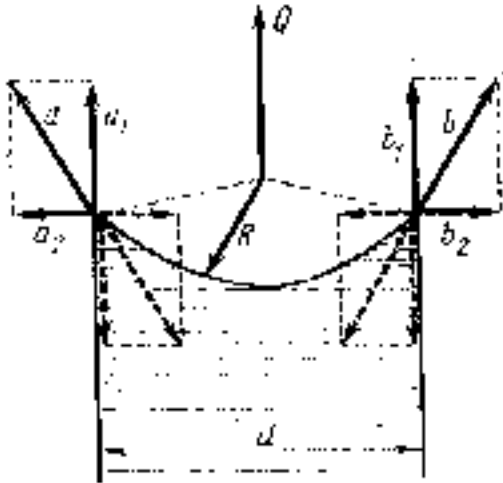


Рис. 3.8. Схема действия капиллярных сил:
a и *b* – силы молекулярного взаимодействия между водой и стенками капилляра; *d*-диаметр поры; *R*-радиус кривизны мениска

Поднятие воды в грунте по капиллярным порам можно представить как результат действия подъемной силы вогнутых менисков, образующихся в порах при взаимодействии воды с твердыми частицами. Исходя из формулы Лапласа, получаем, что подъемная сила такого мениска (*Q*) равна:

$$Q = \frac{2\alpha \cos\theta}{r}, \quad (3.5)$$

где *α* – поверхностное натяжение жидкости; *θ* – краевой угол смачивания; *r* – радиус капилляра.

Формула Лапласа послужила основой для вывода уравнения, по которому определяют высоту капиллярного поднятия в грунтах. Оно имеет следующий вид:

$$H_K = \frac{2\alpha \cos\theta}{rg\rho_w}, \quad (3.6)$$

где *g* – ускорение силы тяжести и плотность жидкости (для воды $\rho_w=1$).

В практике инженерно-геологических исследований капиллярные свойства обычно характеризуются максимальной высотой капиллярного поднятия, измеряемой в сантиметрах или метрах, и скоростью капиллярного поднятия, измеряемой обычно в сантиметрах в час. Их величина определяются многими факторами, наиболее важными из которых являются гранулометрический и химико-минеральный состав

грунтов, их структурно-текстурные особенности, а также состав водного раствора.

За счет капиллярного поднятия воды в грунтах формируется капиллярная кайма, располагающаяся в зоне аэрации выше уровня грунтовых вод (рис. 3.9).

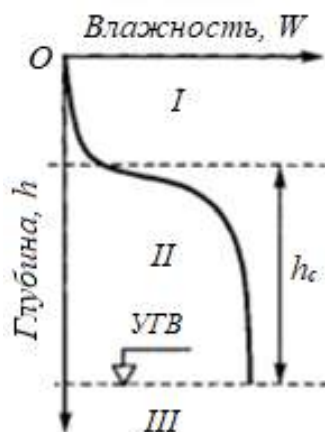


Рис. 3.9. Формирование капиллярной каймы в зоне аэрации:

- I* – зона прочносвязанной воды;
- II* – зона капиллярной каймы;
- III* – грунтовые воды;
- УГВ – уровень грунтовых вод

Большинство грунтов представляют собой полидисперсные образования, которые в первом приближении можно представить как системы капилляров разного размера (рис. 3.10). В таких системах не все поры-капилляры принимают участие в подъеме воды от зеркала грунтовых вод.

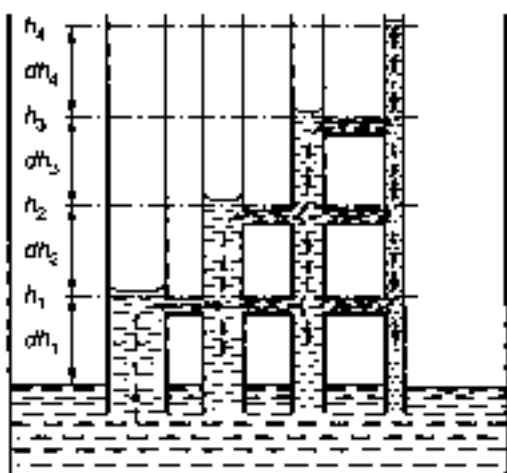


Рис. 3.10. Схема подъема воды в системе взаимосвязанных капилляров

Высота и скорость капиллярного поднятия воды чрезвычайно сильно зависят от гранулометрического состава грунтов, поскольку в первую очередь он определяет размер и характер пор. С возрастанием дисперсности грунтов размер пор в них уменьшается, и в соответствии с этим увеличивается высота капиллярного поднятия и, наоборот,

уменьшается скорость подъема воды. Чем больше начальная скорость капиллярного движения воды, тем быстрее затухает его движение и, наоборот, чем медленнее происходит поднятие капиллярной воды, тем большей высоты оно достигает. Во всех случаях скорость капиллярного поднятия наибольшая в начальный момент поднятия.

Высота капиллярного поднятия в среднезернистых песках равна 0,15-0,35 м, в мелкозернистых – 0,35-1,0 м, в супесях она возрастает до 1-1,5 м, в суглинках – до 3-4 м. В глинах вода может подниматься, по данным П.С.Коссовича, на высоту до 8 м, а в лёссах – до 3-4 м (за два года).

Существенное влияние химико-минеральный состав грунтов наряду с составом и минерализацией воды, оказывает на смачиваемость грунтовых частиц, которая характеризуется посредством краевого угла смачивания, влияющего на высоту и скорость капиллярного движения. Опыты С.А.Владыченского показали, что при соприкосновении воды с минеральными частицами величина краевого угла смачивания колеблется от 13 до 58°. Такой большой диапазон его изменения объясняется, с одной стороны, различиями минерального состава частиц, а с другой – различным состоянием их поверхности. К факторам, усиливающим смачиваемость грунтовых частиц (и увеличивающим в силу этого высоту капиллярного поднятия), относятся чистота поверхности минеральных зерен, наличие на них гидрофильных пенек и др.

Высота капиллярного поднятия воды в грунтах зависит также от первоначального состояния их увлажнения. Установлено, в частности, что сухие пески обладают меньшей водоподъемностью по сравнению с влажными. По данным В.Я.Стаперниса, высота капиллярного поднятия во влажном грунте в 3-4 раза больше, чем в сухом. Это различие может быть объяснено неодинаковой смачиваемостью влажных и сухих минеральных грунтовых частиц.

На подъем капиллярной воды в грунте оказывает влияние находящийся в его порах адсорбированный и заземленный воздух: чем больше его в порах грунта, тем меньше величина капиллярного поднятия. При наличии больших объемов заземленного воздуха капиллярное поднятие может быть прервано.

Высота капиллярного поднятия воды в грунтах в известной степени определяется составом обменных катионов, причем их влияние на высоту капиллярного поднятия в грунтах различного гранулометрического состава неодинаково.

Большое влияние на высоту и скорость капиллярного поднятия оказывают структурно-текстурные особенности грунтов. В монолитных грунтах капиллярное передвижение воды совершается беспрепятственно во всей толще грунта. В грунтах с четко выраженными макроструктурами капиллярное передвижение воды затруднено наличием некапиллярных пор между отдельными структурными элементами. В таких грунтах передвижение воды под действием капиллярных сил чаще всего совершается в пределах структурного элемента от поверхности внутрь агрегата.

На высоту и скорость капиллярного поднятия также влияют химический состав и минерализация поровых вод. Возрастание их концентрации приводит к увеличению высоты капиллярного поднятия вследствие повышения величины поверхностного натяжения. Присутствие в воде различных солей может способствовать большему или меньшему увеличению высоты капиллярного поднятия. Исследования Б.Б. Польшова показали, что в процессе капиллярного поднятия одни соли поднимаются на большую высоту, другие – на меньшую. В частности, хлоридно-натриевые воды поднимаются выше, чем сульфатно-натриевые при одной и той же минерализации и других равных условиях.

Высота капиллярного поднятия воды в грунтах служит расчетной характеристикой и используется наряду с другими показателями при проектировании целого ряда инженерных сооружений (гражданских, промышленных, дорожных, аэродромных и др.). а также для определения глубины понижения грунтовых вод при дренировании сельскохозяйственных угодий во избежание их заболачивания или засоления.

Грунты, обладающие структурным сцеплением, имеют наибольшую прочность в сухом состоянии. При капиллярном увлажнении таких грунтов прочность их уменьшается. Обратная картина наблюдается при капиллярном увлажнении грунтов, у которых отсутствует структурное сцепление между частицами (пыль, сыпучие

пески, грунтовые порошки). В этом случае между частицами появляется связность и прочность грунтов увеличивается.

Водопрочность грунтов. Под водопрочностью (водоустойчивостью) грунтов понимается их способность сохранять механическую прочность и устойчивость при взаимодействии с водой. Это взаимодействие может быть статическим и динамическим. В первом случае при взаимодействии грунта и воды в дисперсных грунтах происходят явления набухания и размокания, в скальных грунтах – их размягчение, во втором, когда на грунт оказывается гидродинамическое воздействие, - размыв грунтов. Соответственно этому водопрочность грунтов может быть охарактеризована по их размокаемости, размягчаемости и размываемости.

Под **размокаемостью** понимается способность грунтов терять связность и превращаться в рыхлую массу с полной потерей прочности при взаимодействии со спокойной водой (рис. 3.11). Это явление – следствие ослабления структурных связей между элементарными частицами или агрегатами грунта в процессе их гидратации. Способностью к размоканию обладают дисперсные грунты, а также слабосцементированные осадочные породы с растворимым или глинистым цементом.

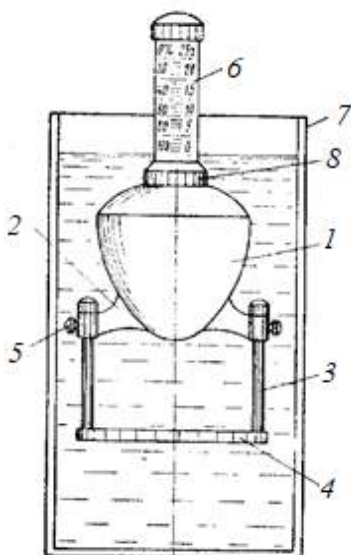


Рис. 3.11. Прибор ПР для определения размокаемости грунта:

1-металлическая поплавок;
2-кронштейн; 3-ножки; 4-сетка;
5-винт; 6-трубка; 7-сосуд; 8-гайка

Показателями размокаемости грунтов являются: 1) время размокания – интервал времени, в течение которого образец грунта, помещенный в воду, теряет связность и распадается на структурные элементы разного размера; 2) скорость размокания – оценивается по

относительной потере массы образца за время t ; 3) характер размокания, оцениваемый визуально в выработках (рис. 3.12) или на образцах и отражающий качественную картину распада грунта.

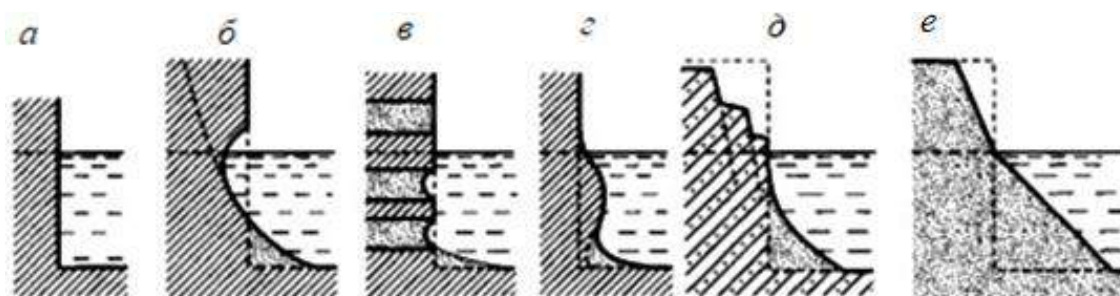


Рис. 3.12. Характер размокания различных грунтов в стенках выработок:

а-неразмокающий грунт; *б*-образование вывалов и оплывин в размокающем грунте; *в*-избирательное размокание грунтов в слоистых толщах; *г*-размокание с набуханием; *д*-размокание, просадка и оплывание лёссов; *е*-размокание и оплывание песков

Величина этих показателей в грунтах зависит от их химико-минерального состава (минералогии частиц, наличия водорастворимых солей, состава обменных катионов), структурно-текстурных особенностей (характера структурных связей, дисперсности, текстуры и др.), влажности-плотности, состава и концентрации взаимодействующего с грунтом водного раствора.

Большая часть пород с жесткими структурными связями является практически неразмокаемой. Они лишь размягчаются при насыщении водой. В противоположность им дисперсные грунты относятся к группе размокаемых. На скорость и характер размокания этого типа грунтов огромное влияние оказывает гранулометрический состав, в значительной степени определяющий характер их пористости и, следовательно, их водопроницаемость. На основании работ В. В. Охотина (1933 г.), изучавшего размокание воздушно-сухих искусственно приготовленных путем смешения различных гранулометрических фракций образцов грунтов, можно сделать следующие выводы. Водопрочность легких суглинков в спокойной воде ничтожна. Размокаемость средних суглинков зависит от величины и характера их пор: при наличии малой пористости размокаемость

снижается с повышением содержания глинистых частиц, при большей же пористости средних суглинков она значительная независимо от содержания в них глинистых частиц. Размокаемость тяжелых суглинков в спокойной воде зависит от содержания в них глинистых частиц: с увеличением их количества она повышается. У глин с большой пористостью наблюдается такая же закономерность, у глин с малой пористостью величина водопрочности приближается к максимальному значению для грунтов данного типа. Однако водопрочность тяжелых глин уменьшается с увеличением содержания в них глинистых частиц. Весьма значительная скорость размокания характерна для лёссовидных суглинков и особенно для лёссов.

Размокаемость зависит от характера сложения грунтов. Их макропористые, легко водопроницаемые и обладающие обычно слабым структурным сцеплением разности характеризуются большой скоростью размокания. Наоборот, тонкопористые, маловодопроницаемые и плотные грунты с повышенной величиной структурного сцепления отличаются большой водопрочностью и медленным размоканием.

Большое влияние на скорость и характер размокания грунтов оказывают содержащиеся в них естественные цементы (например, карбонаты, гипс, гумус). Наличие в грунтах макро- и микротрещин способствует их размоканию. Грунты с нарушенным сложением характеризуются гораздо большей скоростью размокания по сравнению с породами ненарушенной структуры, поскольку первые отличаются от вторых меньшей связностью.

Большое влияние на размокаемость связных грунтов оказывает величина той исходной влажности, при которой грунты вступают во взаимодействие с водой. Сухие грунты или грунты, имеющие незначительную влажность, как правило, размокают значительно быстрее, чем водонасыщенные разности. Для каждого типа глин характерна некоторая «критическая» влажность, по которой можно судить о водопрочности грунта. Если их влажность ниже критической, то грунты размокают. Грунты с более высокой влажностью (выше критической) практически не размокают. Величина критической влажности грунтов возрастает пропорционально росту их емкости

обмена (у монтмориллонитовой глины она около 50 %, у каолиновой – около 25 %).

Под **размягчаемостью** грунтов понимают способность скальных грунтов снижать свою прочность при взаимодействии с водой. Сущность размягчения, как и размокания грунтов, заключается в ослаблении связей между частицами пород вследствие проникновения в промежутки между ними молекул воды. Однако в связи с начальной высокой прочностью грунты не теряют полностью несущую способность и не размокают.

Размягчаемость характеризуется коэффициентом размягчаемости (K_{P3}), представляющим собой отношение временного сопротивления грунта одноосному сжатию в водонасыщенном и воздушно-сухом состоянии. Чем выше значение коэффициента размягчаемости, который вообще изменяется от 0 до 1, тем не менее размягчаемым является грунт. В соответствии со ШНК П-15-07 скальные грунты подразделяются на размягчаемые ($K_{P3} < 0,75$) и неразмягчаемые ($K_{P3} \geq 0,75$).

Размягчаемость грунтов зависит от их минерального состава, прочности связи между зернами, пористости и ряда других факторов. Большая часть невыветрелых изверженных и многие разности метаморфических пород очень слабо размягчаются в воде: их коэффициент размягчаемости изменяется в пределах 0,95-1. Многие осадочные породы, наоборот, размягчаются в гораздо большей степени, особенно глинистые частицы (мергели, мергелистые известняки, глинистые песчаники, глинистые сланцы), карбонатные (известняки, мел) и кремнистые породы (опоки, диатомиты), а также грунты с легкорастворимыми цементами (песчаники с гипсовым цементом и др.). Например, коэффициент размягчаемости глинистых песчаников не превышает 0,45, у известняков он колеблется от 0,15 до 0,5. Породы, имеющие коэффициент размягчаемости ниже 0,75, считаются слабоустойчивыми при использовании их в качестве естественных строительных материалов.

Под **размываемостью** грунтов понимают их способность отдавать агрегаты и элементарные частицы движущейся воде, воздействующей на поверхность грунтовой толщи. Это свойство грунтов, наряду с динамикой водного воздействия, определяет размыв грунтового массива.

Для характеристики размываемости грунтов используют два показателя: 1) размывающую (или критическую) скорость водного потока, представляющую собой среднюю скорость потока, при которой начинаются отрыв отдельных частиц и агрегатов и волочение их по потоку, 2) интенсивность размыва – отношение средней толщины размываемого слоя грунта при данной скорости размыва к деятельности размыва. Размерность первой из них – метры в секунду, второй – миллиметры в минуту.

Размываемостью грунтов называется их способность разрушаться под влиянием движущейся воды, воздействующей на грунтовую толщу. Это свойство грунтов, наряду с динамикой водного воздействия, определяет размыв грунтового массива. В зависимости от характера и направления водного воздействия различают (рис. 3.13): поверхностную размываемость грунта, обусловленную действием текучих вод вдоль поверхности грунта (по касательной); лобовую (волновую) размываемость грунта, обусловленную фронтальным действием воды на грунт; суффозионную размываемость грунта, обусловленную выносом частиц компонентов грунта из массива движущимся водным потоком.

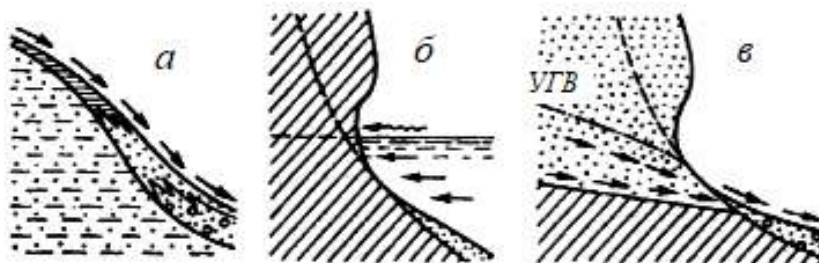


Рис. 3.13. Размываемость грунтов:
а-поверхностная; *б*-волновая; *в*-суффозионная

Размываемость грунтов зависит от большого числа взаимодействующих и взаимосвязанных факторов, главнейшими из которых являются состав и характер структурных связей в грунте. Размываемость связанных грунтов зависит от дисперсности, химико-минеральных особенностей, пористости, пластичности, размокаемости, влажности, твердости, сцепления и ряда других характеристик, причем наиболее четко эта связь выражена в отношении сцепления глинистых грунтов при полном их водонасыщении.

Между размываемостью глинистых пород и их размокаемостью существует достаточно четкая связь: в большинстве случаев быстро размокаемые грунты обладают высокой размываемостью. Сопротивление их размыву несколько возрастает с увеличением содержания частиц диаметром менее 0,05 и 0,001 мм. В большей степени размываемость грунтов зависит от их структурно- текстурных особенностей. В частности, сопротивление глинистых грунтов размыву возрастает при уменьшении пористости. В слоистых толщах размываемость по напластованию обычно в 1,2-1,5 раза ниже, чем в направлении, перпендикулярном к нему.

Для определения водопрочности грунтов проводят специальные полевые наблюдения, лабораторные работы и моделирование. Размокаемость чаще всего определяют на образцах стандартного размера и формы при различной их влажности. Обычно при этом образец увлажняется со всех сторон. Однако условность таких схем очевидна, так как трудно себе представить, чтобы какой-нибудь объем породы в массиве мог увлажняться в результате проникновения воды со всех сторон и при этом распадаться на структурные элементы во все стороны. Поэтому данные о скорости и характере размокания лишь в известной степени приближенно могут характеризовать водопрочность грунтов.

3.2 Физические и биотические свойства грунтов

Плотность грунтов. Плотность – физическое свойство грунтов, количественно оцениваемое величиной отношения их массы к занимаемому объему. При инженерно-геологических исследованиях используют следующие характеристики: плотность твердых частиц грунта, плотность грунта, плотность скелета грунта, плотность грунта под водой, плотность скелета высушенного грунта и др.

Плотность твердых частиц (твердой компоненты, твердой фазы) грунта называется масса единицы их объема. Численно она равна отношению массы твердой компоненты грунта к ее объему.

Величина плотности твердых частиц грунта определяется минеральным составом и присутствием органических и органо-минеральных веществ и представляет собой средневзвешенную

плотность этих компонент грунта. В соответствии с плотностью наиболее распространенных породообразующих минералов плотность твердых частиц большинства грунтов изменяется от 2,50 до 2,80 г/см³. Она увеличивается с повышением содержания в грунтах тяжелых минералов. Поэтому у основных и ультраосновных пород плотность существенно выше (3,00-3,40 г/см³), чем у кислых (например, у гранитов 2,63-2,75 г/см³, чаще 2,65-2,76 г/см³).

Величина плотности твердых частиц определяется минеральным составом и присутствием органических и органо-минеральных веществ, и представляет собой средневзвешенную плотность этих компонент грунта. Она увеличивается с повышением содержания в грунтах тяжелых минералов. Поэтому у основных и ультраосновных пород плотность твердых частиц существенно выше (до 3,00-3,40 г/см³), чем у кислых (у гранитов - 2,63-3,75 г/см³). Наличие органических веществ резко снижает ее величину, поскольку их плотность невелика по сравнению с минеральной компонентой (плотность гумуса 1,25-1,40 г/см³).

Плотность твердых частиц отдельных типов дисперсных грунтов, не содержащих примесей органических веществ и водорастворимых солей, является величиной достаточно постоянной. Ее среднее значение для песков - 2,66, супесей – 2,70, суглинков 2,71 и глин – 2,74 г/см³.

Плотность грунта, или плотность влажного грунта – масса единицы объема грунта с естественной влажностью и природным (ненарушенным) сложением. Эту величину измеряют в г/см³ или кг/м³.

Величина плотности грунта зависит от минерального состава, влажности и характера сложения (пористости) грунтов:

1) с возрастанием содержания тяжелых минералов плотность грунта повышается, а при увеличении содержания органических веществ уменьшается;

2) с увеличением влажности плотность грунта возрастает; максимальной при данной пористости она будет в случае полного заполнения пор водой;

3) с увеличением пористости грунта плотность уменьшается.

Плотностью скелета грунта, или плотностью сухого грунта, называют массу твердой компоненты в единице объема грунта при естественной (ненарушенной) структуре. Ее значение изменяется в

более узком пределе по сравнению с величиной плотности грунта, поскольку она зависит только от минерального состава и характера сложения (пористости) грунта. Чем ниже пористость и выше содержание тяжелых минералов в грунте, тем выше плотность его скелета. В дисперсных грунтах, не содержащих значительных примесей органических веществ, плотность скелета грунта практически зависит только от характера его сложения.

Плотность скелета грунта (ρ_d) определяется экспериментально или чаще вычисляется по величинам плотности грунта (ρ) и его влажности (W), выраженной в долях единицы, по формуле

$$\rho_d = \frac{\rho}{1 + W} . \quad (3.7)$$

На рис. 3.14 показаны весы для взвешивания в воде.

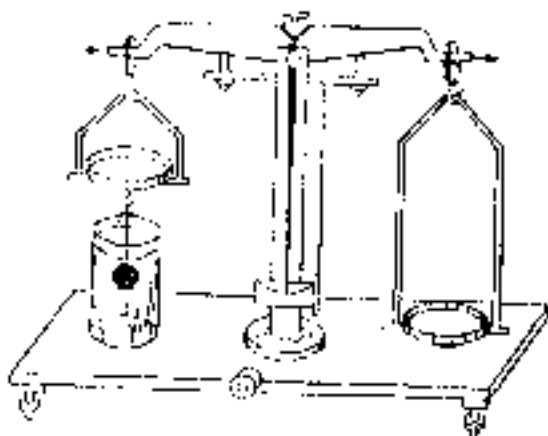


Рис. 3.14. Весы для взвешивания в воде

В песчаных грунтах, для которых не всегда практически возможно определить плотность скелета при естественной структуре, часто проводят ее определение на воздушно-сухих образцах с нарушенным сложением при двух состояниях: предельно рыхлом и плотном. Соответственно этому может быть получена плотность песков при рыхлом и плотном сложениях.

Расчет пористости грунта. Для расчета пористости (n) и коэффициента пористости (e) обычно используется зависимость, связывающая эти величины с плотностью твердых частиц (ρ_s) и плотностью грунта (ρ) или плотностью скелета грунта (ρ_d).

$$n = 1 - V_s = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s}, \quad (3.8)$$

где V_s – объем твердых частиц в единице объема грунта. Пористость выражается в долях единицы или в процентах.

Коэффициент пористости, равный отношению объема пор к объему твердой компоненты грунта, является более удобной характеристикой пористости грунта. Он выражается в долях единицы и рассчитывается по формуле:

$$e = \frac{n}{V_s} = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d}. \quad (3.9)$$

Через коэффициент пористости можно выразить объем пор и объем твердой компоненты в единице объема грунта:

$$n = \frac{1}{1+e} \quad \text{ва} \quad V_s = \frac{1}{1+e}. \quad (3.10)$$

Показатели, характеризующие пористость грунтов, используются в грунтоведении и механике грунтов для различных целей (для расчета водопроницаемости, сжимаемости и др.).

По мнению Дэвида Джорджа Прайса [2], внутри большинства горных пород и почв имеются поры. Поры могут быть заполнены водой, воздухом или и тем, и другим. Так что может быть три состояния - сухое, частично увлажненное и полностью увлажненное. Плотность материала определяется соотношением заданного объема минеральной частицы, воды и воздуха и удельным весом минеральной частицы. Плотность (ρ) – количество веса в данном объеме, единица $\text{Мг} \cdot \text{м}^{-3}$. Единицей веса (γ) является вес единицы объема, единицей измерения является Нм^{-3} . Обычно Ньютон – это малая сила, вес которой определяется в кНм^{-3} .

Проницаемость грунтов. Свойства грунтов пропускать через себя жидкость, газы и их смеси при наличии перепада давления называется проницаемостью. При гидрогеологических и инженерно-

геологических исследованиях обычно приходится изучать *водопроницаемость грунтов*, под которой понимают способность последних пропускать воду. Движение воды в грунтах под действием перепада давлений, или фильтрация, в полностью водонасыщенных грунтах при ламинарном режиме течения подчиняется линейному закону фильтрации – закону Дарси:

$$V = K \frac{\Delta H}{l} = KI, \quad (3.11)$$

где V – скорость фильтрации; K – коэффициент пропорциональности, называемый коэффициентом фильтрации; I – градиент напора, представляющий собой отношение потери напора ΔH к длине пути фильтрации l .

Из этого выражения следует, что коэффициент фильтрации, являющийся мерой водопроницаемости грунта, равен скорости фильтрации при градиенте напора, равном единице. Коэффициент фильтрации измеряется в м/сут, м/с, реже в см/с и определяется в приборе (рис. 3.15).

Водопроницаемость грунтов зависит от их химико-минерального состава, структурно-механических свойств, концентрации, состава и свойств фильтруемой жидкости, а также условий фильтрации (градиент давления, величина температуры и др.). Наиболее важными из этих факторов являются форма пористости (размер пористости, внешний вид поверхности и т. д.) и описание трещины, а также фильтруемая жидкость.

Линейный закон фильтрации соблюдается лишь для грунтов с относительно большим коэффициентом фильтрации. В высокодисперсных грунтах с низкой водопроницаемостью (глины, торф) наблюдается отклонение от линейного закона, а фильтрация в таких грунтах начинается лишь при превышении некоторого начального градиента напора, называемого начальным градиентом фильтрации ($I_{\text{н}}$) [5]. После превышения $I_{\text{нач}}$ скорость фильтрации возрастает нелинейно, постепенно выходя на прямой участок. Напорный градиент, при котором скорость фильтрации становится линейной, называют предельным ($I_{\text{п}}$) (рис. 3.16).

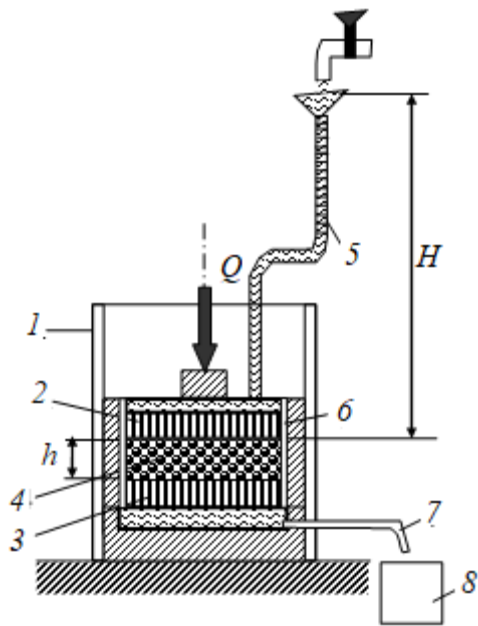


Рис. 3.15. Схема работы компрессионно-фильтрационного прибора:
 1 – корпус; 2 – верхний пористый штамп; 3 – нижний пористый штамп; 4 – образец грунта; 5 – пьезометрические трубки; 6 – рабочее колесо; 7 – слив; 8 – резервуар; Q – сжимающая нагрузка

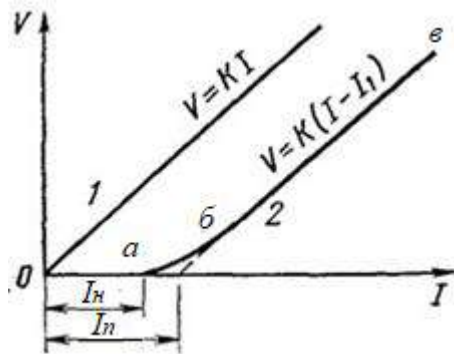


Рис. 3.16. Зависимость скорости фильтрации воды в песках (1) и глинах (2) от градиента напора (I):
 I_n – начальный градиент фильтрации; I_n – предельный градиент фильтрации

На коэффициент фильтрации наиболее существенно влияют структурно-текстурные особенности грунта: гранулометрический состав, его однородность (неоднородность), форма, извилистость, размер пор и каналов, ширина раскрытия трещин и др. В зависимости от этих факторов коэффициент фильтрации различных грунтов меняется в широких пределах (табл. 3.7).

Электрокинетические и осмотические свойства грунтов. Электрокинетические и осмотические явления наиболее контрастно проявляются в высокодисперсных грунтах (глинистых, лёссовых, торфяных). Передвижение воды в порах таких грунтов возможно не только под действием механических сил, заданных градиентом гидростатического давления, но и под влиянием других физических и физико-химических сил. Оно происходит при наличии: 1) градиента поля постоянного электрического тока (электроосмос); 2) градиента

Таблица 3.7.

Водопроницаемость различных грунтов

Грунты	К, м/сут	Характеристика грунтов по водопроницаемости
Глины, монолитные скальные грунты	$5 \cdot 10^{-5}$	Практически водонепроницаемые
Суглинки, тяжелые супеси, нетрещиноватые песчаники	до $5 \cdot 10^{-5}$	Весьма слабо водопроницаемые
Супеси, слаботрещиноватые глинистые сланцы, песчаники, известняки и т.д.	до 0,5	Слабо водопроницаемые
Пески тонко- и мелкозернистые, трещиноватые скальные грунты	до 5	Водопроницаемые
Пески среднезернистые, скальные грунты повышенной трещиноватости	до 50	Хорошо водопроницаемые
Галечники, гравелистые пески, сильнотрещиноватые скальные грунты	>50	Сильно водопроницаемые

концентрации растворенных электролитов (капиллярный осмос); 3) температурного градиента (термосмос). Движение воды в грунте под действием этих факторов подчиняется одному и тому же закону, который может быть записан в форме, аналогичной закону Дарси: $v = K \text{grad} \psi$, где v - скорость перемещения воды; ψ - потенциал электрический, температурный или концентрации растворенного вещества (одна из трех величин); K - коэффициент пропорциональности, называемый в случае электроосмоса коэффициентом электроосмоса, при осмосе – коэффициентом осмоса, при термоосмосе – коэффициентом термоосмоса.

Механизм передвижения воды при электроосмосе, осмосе и термоосмосе одинаков – перемещение жидкости по поверхности частиц (в отличие от фильтрации, когда происходит движение свободной воды по слою связанной воды). Оно обязано наличию поверхностных сил: чем больше поверхностные силы, тем отчетливее проявляется роль рассматриваемых явлений. Так, в песках и крупнообломочных грунтах

движение воды под воздействием физико-химических факторов будет ничтожно малым или полностью отсутствовать, тогда как в глинах может во много раз превосходить скорость фильтрации.

Электрокинетические свойства и явления в грунтах. При воздействии на водонасыщенный глинистый грунт постоянным током возникают электрокинетические явления – электроосмос и электрофорез. Электроосмос представляет собой движение воды в порах грунта под влиянием внешнего электрического поля (в большинстве случаев в грунте оно происходит от анода – положительного электрода к катоду – отрицательному электроду). Электрофорезом называют движение взвешенных в жидкости твердых дисперсных частиц к одному из электродов (при электрофорезе движение частиц чаще всего происходит в сторону анода, так как минеральные частицы имеют отрицательный заряд на поверхности). В силу того, что минеральные частицы имеют электрический заряд на своей поверхности, при движении твердой и жидкой компонент относительно друг друга возникает электрический потенциал: при падении частиц в суспензии возникает потенциал оседания, а при движении жидкости через пористую среду – потенциал течения.

Электрокинетический потенциал является важной физико-химической поверхностью твердого тела, находящегося в равновесии с поровым раствором. Его величина определяется толщиной диффузного слоя. Поэтому все факторы, определяющие структуру диффузного слоя, влияют и на величину электрического потенциала. Наибольшую его величину возможно наблюдать лишь в разбавленных суспензиях при оптимально невысокой концентрации электролита.

Электроосмотическое передвижение воды в грунтах. При наложении внешнего постоянного электрического поля на водонасыщенный грунт положительные ионы (катионы) движутся к катоду, а отрицательные ионы (анионы) – к аноду. Вместе с ними в силу молекулярного взаимодействия вовлекается в движение и вода. Поскольку в грунтах в диффузном слое преобладают катионы, то движение воды происходит к катоду. Электроосмотическое передвижение воды в порах грунта зависит при постоянном электрическом поле от величины коэффициента электроосмоса $K_{\text{Э}}$. Его величина отражает электрокинетические свойства грунта, геометрию

порового пространства и свойства порового раствора. Значение $K_{\text{Э}}$ для широкого диапазона грунтов – от глин до среднезернистых песков – изменяется в узких пределах (примерно от $1 \cdot 10^{-5}$ до $8 \cdot 10^{-5}$ $\text{см}^2 \text{В} \cdot \text{с}$), тогда как коэффициент фильтрации при этом изменяется в миллион раз. Для большинства глинистых грунтов пластичной консистенции $K_{\text{Э}}$ величина примерно равна $(2-3) \cdot 10^{-5}$ $\text{см}^2 \text{В} \cdot \text{с}$. С уменьшением пористости глинистого грунта величина $K_{\text{Э}}$ уменьшается, хотя и не так резко, как коэффициент фильтрации. Несмотря на малую величину $K_{\text{Э}}$, скорость передвижения воды при электроосмосе значительно превосходит такую при фильтрации в глинах. Поэтому электроосмос применяют для обезвоживания и уплотнения плохо фильтрующих глинистых грунтов.

Эффективное применение электроосмоса для водопонижения и уплотнения глинистых грунтов тормозится возникающими при этом электрохимическими процессами в грунте: электролизом, обменом катионов, выделением газа у электродов, физико-химическим изменением свойств грунта, что, в конечном счете, приводит к затуханию электроосмоса.

Диффузия и осмос в грунтах. Диффузия – процесс самопроизвольного выравнивания концентрации в системе. Установление равновесного распределения концентрации происходит в результате беспорядочного блуждания ионов, молекул или тонкодисперсных частиц, взвешенных в жидкости. Диффузия ионов – очень медленный процесс.

В глинистых водонасыщенных грунтах диффузия ионов зависит от размера и количества пор: чем меньше радиус пор и их количество, тем медленнее диффузия. С уменьшением общей пористости происходит закономерное уменьшение коэффициента диффузии. Если рассчитать скорость диффузного перемещения иона хлора в глине, то для градиента концентрации, равного единице, она будет равна $1 \cdot 10^{-6}$ – $0,1 \cdot 10^{-5}$ см/с .

Осмос представляет собой диффузию вещества (обычно растворителя) через полупроницаемую перегородку, разделяющую два раствора различной концентрации. Диффузия растворителя продолжается до установления равновесия в системе в результате выравнивания концентраций по обе стороны перегородки или в

результате возникновения осмотического давления.

Грунты, в том числе и высокодисперсные глины, не являются идеальными полупроницаемыми перегородками; в них происходит диффузия как ионов растворенных электролитов, так и движение растворителя – молекул воды. Но в зависимости от структуры грунта (в основном от размера пор) можно наблюдать преобладание того или иного процесса.

Осмоз в глинах может вызвать деформацию набухания или усадки, а также изменение картины движения воды в неравномерно засоленных глинах, так как скорость осмотического движения может быть больше скорости фильтрации. Если поместить засоленный глинистый грунт в пресную воду, то произойдут осмотическое всасывание воды и набухание грунта. Практически осмотическое набухание можно встретить в ирригационных или судоходных каналах, проложенных в засоленных грунтах, после их заполнения пресной водой. Если свободному набуханию грунта будет препятствовать внешнее давление, возникает осмотическое давление (давление набухания), величина которого в глинах может достигнуть нескольких десятых МПа.

При концентрации солей во взаимодействующем с грунтовой толщей растворе большей, чем в поровом растворе грунта, происходит отсос воды и возникает уплотнение грунта в результате его усадки. Отсасывающее действие концентрированных растворов электролитов, по предложению Б.Ф.Рельтова, можно использовать для осушения и уплотнения водонасыщенных глин (осмотический дренаж).

Коррозионные свойства грунтов. Коррозией называется процесс разрушения материалов вследствие их химического или электрохимического взаимодействия с окружающей средой (газами, жидкой и твердой компонентами). Выделяют несколько видов коррозии. Один из них - подземная коррозия, которая выражается в разрушении металлических и неметаллических конструкций при взаимодействии их с грунтом.

Коррозия металлов в грунтах в основном является электрохимической. Согласно теории электрохимической коррозии при соприкосновении металла с электролитом (жидкая составляющая грунтов) на поверхности металла возникает большое количество

коррозионных элементов. Их природа аналогична природе гальванических элементов, которые возникают из-за разности электрических потенциалов отдельных участков поверхности металла, контактирующего с электролитом. Оба таких участка соединены между собой проводящим металлом и погружены в электролит, вследствие чего возникает замкнутая электрическая цепь. В этой цепи течет постоянный электрический ток, сила которого определяет размеры коррозионных поражений. В результате на анодных участках наблюдается разрушение металла вследствие перехода его ионов в электролит, а на катоде, где происходит процесс деполяризации, металл не только не разрушается, но в известной степени защищен от коррозии.

Подземная коррозия металлов принадлежит к числу наиболее сложных видов. Ее причины: 1) воздействие грунтовой влаги на металлические конструкции, в результате чего возникают коррозионные элементы; 2) явления электролиза, происходящие в грунтах вследствие воздействия блуждающих токов при наличии вокруг трубопроводов электролита; 3) действие находящихся в грунте микроорганизмов (вызывающих явления биокоррозии). Скорость ее в огромной степени определяется коррозионной активностью грунта, которую принято оценивать тем сроком, по истечении которого на новом трубопроводе возникает первый сквозной питтинг (каверна). Срок его появления в стальном трубопроводе диаметром 300 мм с толщиной стенки 8-9 мм при низкой коррозионной активности превышает, по классификации В.А.Притулы (1961 г.), 25 лет; при повышенной коррозионной активности он составляет 5-10 лет, а при весьма высокой – всего лишь 1-3 года.

Коррозионная активность грунтов определяется многими факторами. Она существенно зависит от химического состава грунтов и, в частности, от наличия и состава водорастворимых соединений. Несмотря на то, что их содержание в грунтах обычно невелико, они играют важную роль в образовании порового электролита, формировании его удельного электрического сопротивления и влияют тем самым на протекание всего процесса коррозии. Замечено, что с повышением содержания ионов Cl^- и SO_4^{2-} (примерно свыше 0,1 %) коррозионная активность грунтов обычно увеличивается: высокому содержанию хлоридов в грунтах почти всегда соответствует

интенсивная коррозия металла, в меньшей степени это относится к сульфатам.

Большое влияние на коррозионные свойства грунтов оказывает наличие в них катионов Ca^{2+} и Na^+ . Оба эти соединения влияют на водо- и воздухопроницаемость грунтов и тем самым определяют соотношение жидкой и газообразной компонент в грунтах, под действием которых изменяются коррозионные свойства грунтов.

Огромное влияние на коррозионную активность грунтов оказывает их влажность. В сухих грунтах коррозия не наблюдается ввиду отсутствия электролита, необходимого для создания коррозионных элементов. Однако уже при небольшой влажности, когда в грунтах существует только прочносвязанная вода, коррозионные процессы начинают проявляться, хотя скорость коррозии будет незначительной. Дальнейшее повышение влажности грунта вызывает увеличение скорости коррозии вследствие возрастания интенсивности работы коррозионных элементов и уменьшения сопротивления их цепи. Предельная влажность, обеспечивающая возрастание скорости коррозии до максимальной в связных грунтах составляет 10-12 %. В песках она несколько ниже. При последующем увеличении влажности максимальная скорость коррозии остается практически постоянной до некоторого предела влажности, которым можно считать влажность 20-25 %. При этой влажности поры грунта еще не полностью заполнены водой, которая препятствовала бы протеканию процесса электрохимической коррозии. При полном насыщении пор водой или влажности, близкой к полной влагоемкости, образуется сплошной слой воды, затрудняющий проникновение воздуха к металлу, и скорость коррозии резко падает.

Коррозионная активность грунтов зависит также от насыщенности их газами. В частности, с неодинаковой степенью насыщенности грунтов газами на разной глубине связаны скопления глубоких раковин на нижней поверхности труб старых трубопроводов при сравнительно хорошем состоянии их верхней части. Это явление объясняется образованием аэрационных пор с появлением анодных зон на нижних частях труб на участках, к которым доступ кислорода затруднен. Свободный доступ воздуха к таким коррозионным элементам активизирует их работу, в связи с чем воздухопроницаемые грунты в

большинстве случаев коррозионно более опасны. Из всех форм газов, существующих в грунтах, наибольшее значение имеет свободный воздух, содержание которого зависит от структурно-текстурных особенностей грунтов и их влажности.

Состав грунтовых газов также играет важную роль. Например, кислород оказывает особое влияние при коррозии с кислородной деполяризацией, которая обычно повышает скорость коррозии. Заметную опасность также представляет сероводород, связывающийся с железом и дающий сернистое железо.

Существенное влияние на течение подземной коррозии оказывает жизнедеятельность микроорганизмов, в частности, сульфатвосстанавливающих, железистых, водородсвязующих бактерий. Они обуславливают развитие биокоррозии.

Теплофизические свойства грунтов. Теплостойкость грунтов. Теплостойкость характеризует способность грунтов поглощать тепловую энергию при теплообмене. Теплота (ΔQ), сообщенная грунту, расходуется согласно первому закону термодинамики на изменение его внутренней тепловой энергии (ΔU) и на работу A , связанную с расширением грунта: $\Delta Q = \Delta U + A$.

Теплостойкость твердой компоненты грунтов определяется ее минеральным составом и содержанием органических веществ. Величина удельной теплостойкости наиболее распространенных минералов изменяется от 0,50 до 1,0 кДж/кг·°С, причем у большинства из них она составляет 0,70-0,95 кДж/кг·°С. Теплостойкость органических веществ значительно больше, чем минеральных. Чем глинистее порода, тем больше величина ее теплостойкости. Теплостойкость влажных грунтов значительно выше, чем у сухих грунтов, поскольку теплостойкость различных категорий воды намного превышает ее у минеральных и органических веществ.

Теплопроводность грунтов. Теплопроводность грунтов характеризуется их способностью проводить тепло. Она оценивается коэффициентом теплопроводности (λ), который представляет собой величину, равную количеству тепла, проводимого грунтом в единицу времени через единицу площади при температурном градиенте, равном единице. Его измеряют в Вт/м·°С (система СИ), эрг/см·с·°С (система СГС).

Теплопроводность грунтов, являющихся многокомпонентными системами, определяется соотношением твердой, жидкой и газообразной составляющих, их химико-минеральным составом, структурными и текстурными особенностями (дисперсностью, пористостью, слоистостью и др.), влажностью, агрегатным состоянием воды и температурой. Теплопроводность резко возрастает по мере увеличения влажности грунтов, поскольку теплопроводность воздуха, вытесняемого водой из пор породы, приблизительно в 30 раз меньше теплопроводности воды.

Теплопроводность дисперсных грунтов (рис. 3.17) зависит от их гранулометрического состава. Грунты с повышенным содержанием грубых и крупных частиц (валунных, галечниковых, гравийных, песчаных) характеризуются более высокой теплопроводностью по сравнению с тонкодисперсными (при условии равенства их влажности, плотности и других свойств), поскольку в последних резко возрастает количество неплотных контактов между мелкими частицами, обладающими повышенной теплопроводностью. Теплопроводность существенно зависит от плотности и, следовательно, пористости грунтов. Чем ниже плотность грунтов, тем менее плотно прилегают частицы друг к другу и тем меньше теплопроводность грунта. Экспериментально показано, что увеличение плотности скелета осадочных пород на 15-20% обуславливает возрастание теплопроводности примерно в два раза. Искусственное уплотнение также приводит к увеличению теплопроводности грунтов. Этим объясняется, в частности, тот факт, что промерзание и оттаивание грунтов под полотном дорог происходят более интенсивно по сравнению с соседними участками, где развиты грунты с естественным сложением.

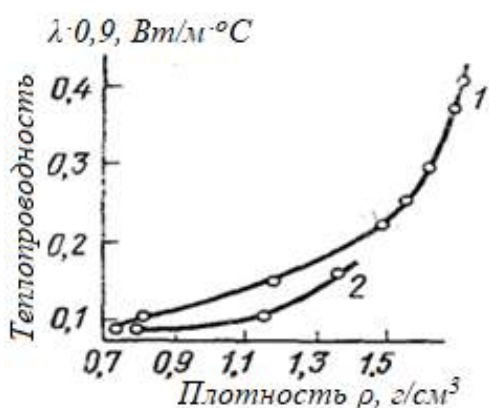


Рис. 3.17. Зависимость коэффициента теплопроводности песчаного (1) и суглинистого (2) грунтов от плотности скелета

Температуропроводность грунтов. Температуропроводность грунтов характеризует скорость распространения изменения температуры вследствие поглощения или отдачи тепла. Она оценивается коэффициентом температуропроводности (a), который численно равен теплопроводности грунта с объемной теплоемкостью, равной единице:

$$a = \frac{\lambda}{C_v} \text{ или } a = \frac{\lambda}{\rho C} . \quad (3.12)$$

Его величина измеряется в $\text{м}^2/\text{с}$ (система СИ), $\text{см}^2/\text{с}$ (система СГС). Температуропроводность изменяется в сравнительно небольшом интервале и колеблется от $0,31 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ у гипсов до $40 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ у каменной соли. Он подобно теплопроводности зависит от соотношения твердой, жидкой и газообразной составляющих, текстурных и структурных особенностей грунтов, состояния влаги и температуры.

Морозостойкость грунтов. Под морозостойкостью понимают способность грунтов сопротивляться воздействию отрицательных температур. Она обычно оценивается изменением прочности грунтов после определенного числа циклов замораживания и оттаивания грунтов, а также коэффициентом морозостойкости (K_M), который рассчитывается как отношение прочности при одноосном сжатии образцов после циклического промораживания к прочности сухих исходных образцов.

Электропроводность грунтов. Электропроводность грунтов – способность грунтов проводить электрический ток. Это свойство характеризуется величиной удельной электропроводности (σ) или удельного электрического сопротивления (ρ):

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{RS}{L} , \quad (3.13)$$

где R – полное электрическое сопротивление образца грунта. Ом; S – площадь поперечного сечения образца, м^2 ; L – длина образца, м.

Удельное электрическое сопротивление численно равно полному сопротивлению в омах на 1 м^3 грунта с основанием 1 м^2 и длиной 1 м , измеренному перпендикулярно плоскости куба. Удельное электричес-

кое сопротивление обычно измеряется в Ом·м, удельная электропроводность – в Ом⁻¹·м⁻¹.

Электропроводность и электрическое сопротивление грунтов (рис. 3.18) являются сложными и достаточно изменчивыми характеристиками. Их величины зависят от большого комплекса факторов, наиболее важными из которых являются минеральный состав грунтов, их дисперсность, структурно-текстурные особенности, влажность, химический состав и концентрация порового раствора, температура.

Электропроводность грунтов зависит также от структурно-текстурных особенностей грунтов: от формы упаковки грунтовых частиц, общей пористости, наличия, формы и распространения проводящих включений. Электропроводность грунтов в значительной степени зависит от температуры. С возрастанием температуры удельное электрическое сопротивление грунтов падает и, следовательно, возрастает их электропроводность.

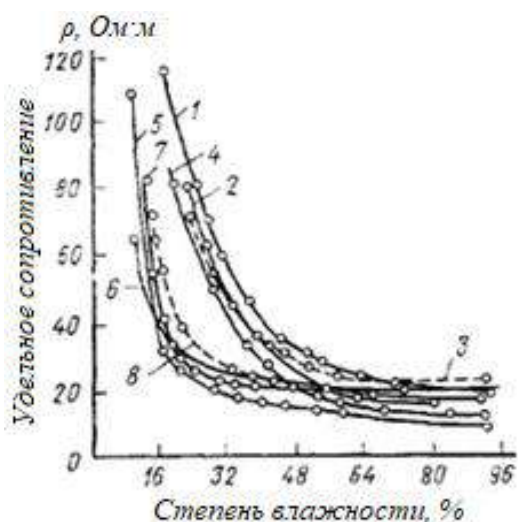


Рис. 3.18. Зависимость удельного электрического сопротивления тонко- (1-4) и грубодисперсных (5-8) грунтов от влажности

Магнитные свойства грунтов. Все грунты в большей или меньшей степени обладают магнитными свойствами. Их намагниченное состояние характеризуется величиной результирующего магнитного момента единицы объема или единицы массы грунта и рядом других показателей. Результирующий магнитный момент единицы объема (массы) грунта, вызванный однородным магнитным полем и называемый намагниченностью, является геометрической суммой результирующих магнитных моментов его отдельных атомов. Для одних веществ (ферромагнетиков) намагниченность является сложной

функцией внешнего магнитного поля, для других (диа- и парамагнетиков) – в определенных интервалах полей и температур данная функция может быть линейной:

$$I = \chi H, \quad (3.14)$$

где I – намагниченность, χ – магнитная восприимчивость, H – напряженность магнитного поля.

Магнитная восприимчивость является одной из важнейших характеристик магнитных свойств. Приуроченность минералов к тому или иному классу определяется структурой оболочек атомов, входящих в состав минералов и структурой его кристаллической решетки.

Радиационные свойства грунтов. Радиоактивностью называется превращение неустойчивых изотопов одного химического элемента в изотопы других с излучением элементарных частиц. Радиоактивный распад атомов приводит к изменению строения, состава и энергии ядер и сопровождается испусканием (α - частицы, β -частицы) или захватом (электрона из K- или L-оболочек) заряженных частиц коротковолновым излучением электромагнитной природы (γ -излучение), выделением радиогенного тепла, ионизацией газов, жидкостей и твердых тел и другими явлениями.

Наиболее распространенные в литосфере породообразующие и акцессорные минералы главных типов магматических, метаморфических и осадочных пород по степени их радиоактивности объединяются в четыре группы:

1) слаборадиоактивные главные породообразующие, преимущественно силикатные минералы (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиолаз, нефелин);

2) породообразующие, преимущественно меланократовые минералы с нормальной или слабоповышенной радиоактивностью (биотит, амфиболы, пироксены);

3) повышено радиоактивные, главные (наиболее часто встречающиеся) акцессорные и рудные минералы (апатит, эвдиалит, флюорит, ильминит, магнетит и др.);

4) высокордиоактивные, более редкие акцессорные минералы (сфен, ортит, монацит, циркон, лопарит и др.).

В отличие от минералов в грунтах содержание урана и тория проявляет большую зависимость от вещественного (прежде всего химического) состава. Среди *осадочных* грунтов по радиоактивным свойствам выделяются пять групп: терригенные, кремнистые, карбонатные и соленосные отложения и каустобиолиты. В целом в *метаморфических* породах – продуктах регионального метаморфизма содержание урана и тория различно лишь для образований, метаморфизованных в условиях начальных ступеней (амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций). Радиоактивность *магматических* пород изучена наиболее детально. Для изверженных образований известково-щелочной серии характерной особенностью является постепенное возрастание содержания урана и тория. Эффузивные породы более однородны по радиоактивности, чем интрузивные

Биотические свойства грунтов. Биотическими свойствами грунтов называются их особенности, обусловленные присутствием и жизнедеятельностью в них биотических (живых) компонентов от микро- до макроуровня. Биотические свойства грунтов тесно связаны с их химическими, физическими, физико-химическими и физико-механическими свойствами. Они часто являются результатом комплексных биохимических или биофизических процессов в грунтах. Биота определяет такие важные с инженерно-геологической точки зрения свойства, как биологическая активность грунтов, их биологическая поглотительная способность, а также биоагрессивность по отношению к различным материалам в грунтах.

Не все грунты одинаково благоприятны для развития тех или иных организмов. Следует различать макро- и микробиологическую активность грунта. Первая отражает способность грунта создавать условия для развития макроорганизмов (грибов, растений, животных), вторая – для развития микроорганизмов.

Биологическая активность грунта оценивается как прямыми, так и косвенными показателями. Прямым показателем биологической активности грунта является относительное количество (концентрация) биоты того или иного типа в грунте. Количество микроорганизмов в грунте оценивается тысячами экземпляров на 1 г твердой фазы грунта, для других организмов определяется относительное содержание живой

фито- или зоомассы организмов в единице объема грунта (мг/см^3 и т.д.). Количество макроорганизмов, включая крупных животных, оценивается числом особей (экз), обитающих на единице площади или в единице объема грунта (экз/га, экз/ м^3 и т.д.).

Биологической поглотительной способностью грунтов называется их возможность, обусловленная присутствующими в них макро- и микроорганизмами, потреблять из внешней среды, взаимодействующей с грунтом, различные компоненты – жидкие, газовые или твердые. Они являются результатом биологического обмена веществ в грунте.

Сущность биологической поглотительной способности грунтов состоит в следующем. В процессе жизнедеятельности растения, грибы и животные, находящиеся в грунте, избирательно накапливают некоторые необходимые им химические элементы. Накопленные элементы частично (а иногда полностью) задерживаются грунтом и остаются в нем. Таким образом, грунт постепенно обогащается определенными элементами и микроэлементами.

Биоагрессивностью грунтов называются особенности грунтов, обусловленные жизнедеятельностью биоты и приводящие к разрушению различных материалов инженерных сооружений, взаимодействующих с ними. Биоагрессивность грунтов может подразделяться по отношению к разным видам разрушаемых материалов: биоагрессивность по отношению к металлам, бетону, деревянным конструкциям и т.д. Важным видом биоагрессивности грунтов является биокоррозия металлов в грунтах.

Биокоррозией в грунтах называется процесс разрушения металлов вследствие биохимического взаимодействия их с биотическими компонентами грунта. Она обусловлена биологической агрессивностью грунтов по отношению к металлам.

Грунты, в том числе почвы, являются средой обитания разнообразных микро- и макроорганизмов. Некоторые группы этих организмов вызывают интенсивную коррозию металлов. Если она вызвана микроорганизмами, то она называется микробиологической коррозией металлов.

Биокоррозия может развиваться как в анаэробных (без доступа воздуха), так и в аэробных условиях, поэтому различают анаэробную и аэробную биокоррозию. Наибольшее значение и распространение в

грунтах имеет анаэробная коррозия, приводящая к разрушению стальных и чугунных трубопроводов, заложенных в тяжелых глинистых грунтах, торфяных грунтах болот и т.д.

Таким образом, биотические свойства грунтов имеют весьма существенное значение в инженерно-геологических исследованиях. Вместе с тем следует признать, что пока этот важный класс свойств грунтов изучен явно недостаточно.

3.3. Физико-механические свойства грунтов

Основные понятия. Физико-механические свойства грунтов проявляются в физическом поле механических напряжений. Физико-механическими свойствами грунтов называются такие способности (стороны), которые обуславливают их различие или сходство с другими грунтами при механическом воздействии и проявляются при их взаимодействии с внешними нагрузками (точнее с внешними полями механических напряжений). В зависимости от условий взаимодействия грунтов с нагрузками выделяется несколько типов физико-механических свойств: деформационные (проявляющиеся при нагрузках ниже критических, т.е. не приводящих к разрушению), прочностные (напротив, проявляющиеся при нагрузках выше критических, т.е. при разрушении грунта). В зависимости от характера приложения действующих нагрузок различают статические (проявляющиеся при действии однократных постоянных нагрузок или стационарных полей механических напряжений) и динамические (проявляющиеся при действии многократных переменных нагрузок или многократных нестационарных полей напряжений) физико-механические свойства. Особенности проявления физико-механических свойств грунтов во времени характеризуются их реологическими (при действии во времени статических нагрузок) или виброреологическими (при действии во времени многократных динамических нагрузок) свойствами.

Физико-механические свойства грунтов характеризуются показателями, которые необходимы для расчетов прочности (устойчивости) и деформируемости грунтов, слагающих основания сооружений или само сооружение. Величина показателей физико-

механических свойств грунтов зависит, с одной стороны, от свойств самого грунта (его состава, структуры и текстуры), с другой стороны – от характера внешней нагрузки (ее величины, скорости приложения, ее знака, продолжительности действия и т.п.).

В общем случае деформация грунта под действием возрастающей нагрузки складывается из трех процессов: а) упругого (обратимого) деформирования; б) пластического (необратимого) деформирования; в) разрушения.

Деформацией называется изменение относительного положения частиц тела, связанное с их перемещением. В общем случае это перемещение может быть вызвано разными причинами – термическим расширением и сжатием, фазовыми переходами, действием механических напряжений и др. При действии механических напряжений возникают механические деформации.

Различные напряжения вызывают механические деформации. В этой связи выделяют: линейные деформации (ϵ), вызванные нормальными напряжениями (σ); касательные, или сдвиговые, деформации (γ), вызванные касательными напряжениями (τ). Линейные деформации могут быть положительными, т.е. деформациями сжатия, и отрицательными, т.е. деформациями растяжения (рис. 3.19). Компоненты нормальных (σ_x, σ_y и σ_z) и касательных ($\tau_{xy}=\tau_{yx}, \tau_{yz}=\tau_{zy}$ и $\tau_{zx}=\tau_{xz}$) напряжений вызывают соответствующие им компоненты нормальных (ϵ_x, ϵ_y и ϵ_z) и касательных ($\gamma_{xy}=\gamma_{yx}, \gamma_{yz}=\gamma_{zy}$ и $\gamma_{zx}=\gamma_{xz}$) деформаций. При действии на тело всесторонних нагрузок (например, гидростатического обжатия $\sigma_z=\sigma_x=\sigma_y=\sigma_z$) в нем возникают объемные деформации (ϵ_v). Кроме того, могут возникать механические деформации изгиба и кручения, формирующиеся под действием внешних нагрузок в зависимости от способа их приложения к телу.

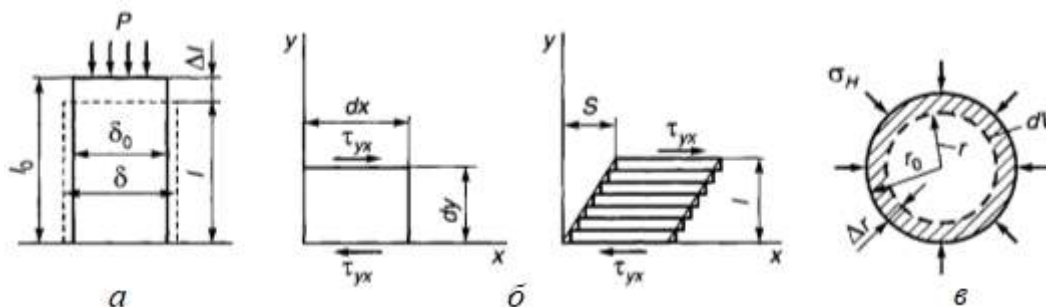


Рис. 3.19. Деформации тела при одноосном сжатии (а), сдвиге (б) и всестороннем сжатии (в)

Деформация тела при действии давления всегда протекает во времени. Поэтому для определения физико-механических свойств тела необходимо установить связь между напряжениями, деформациями и временем. Параметры данной зависимости, в узком смысле, и являются выразителями физико-механических свойств грунтов. Для установления зависимости деформаций от напряжения и времени его действия образцы грунта испытываются либо при постоянном напряжении с замером изменения деформаций во времени, либо при различных напряжениях с замером деформаций на определенный момент времени. Полученные кривые «деформация - напряжение» показаны на рис. 3.20.

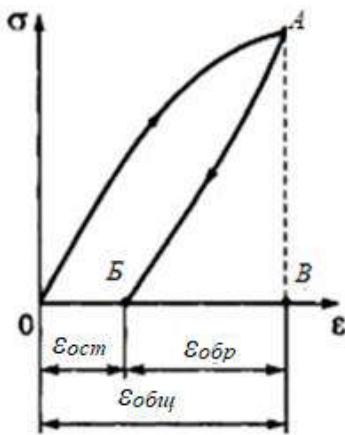


Рис. 3.20. Зависимость напряжения и деформации образца при нагрузке (OA) и разгрузке (AB)

В момент сжатия деформация имеет некоторое значение (часть OA рис. 3.20). При снятии нагрузки с образца деформация уменьшается и размеры образца частично восстанавливаются. Такая деформация называется обратимой $\epsilon_{обр}$. При снятии нагрузки с образца деформация не является полностью обратимой, а необратимый остаток (пластическая деформация) также является частью $\epsilon_{ост}$. В результате общая деформация образца $\epsilon_{общ}$ состоит из двух составляющих:

$$\epsilon_{общ} = \epsilon_{обр} + \epsilon_{ост} \quad (3.15)$$

Давление, передающееся на грунт, воспринимается минеральным скелетом, поровой водой и воздухом, заполняющим поры, напряжения в которых соответственно обозначаются σ^1 , U_w , U_a . Напряжение в скелете грунта σ^1 называют эффективным, оно всегда передается через

контакты минеральных частиц. Эффективное напряжение представляет собой ту часть полных напряжений, которая вызывает изменение объема грунта и определяет величину сопротивления сдвигу. Напряжение в поровой воде U_w называют нейтральным или «порovým давлением». Поровое давление определяет величину напоров и отжатие из грунта, или всасывание воды грунтом. Для полностью водонасыщенного грунта справедливо соотношение (Терсаги) [1, 2]

$$\sigma = \sigma^1 + U_w, \quad (3.16)$$

где σ – тотальное или полное напряжение.

Для неполностью водонасыщенных грунтов справедливо другое соотношение

$$\sigma = \sigma^1 + [U_A - \chi(U_A - U_w)], \quad (3.17)$$

где χ – параметр, равный 1 для полностью водонасыщенного грунта и равный 0 для полностью газонасыщенного грунта.

Таким образом, полное напряжение всегда равно сумме эффективного и нейтрального напряжений. Эффективное напряжение в любой точке водонасыщенного грунта равно разности между полным и нейтральным напряжениями:

$$\sigma^1 = \sigma - U_w. \quad (3.18)$$

Деформации грунта под давлением обуславливаются изменением структуры и текстуры грунта в результате изменения относительного содержания компонента, а также деформацией самих компонент. Изменение структуры и текстуры грунта под давлением складывается из: 1) уменьшения пористости в результате смыкания трещин и закрытия пор; 2) разрыва структурных связей, поворота и сближения структурных элементов, частичного изменения их формы и разрушения. В результате деформации структурных элементов, их смещения друг относительно друга, а также порового раствора относительно скелета грунта происходит разрушение структурных элементов, изменяется их ориентация и возникают пьезоэлектрические, пьезомагнитные и

электрокинетические явления, механохимические реакции, происходит повышение температуры грунта.

Дисперсный грунт состоит из структурных элементов различной жесткости. Поэтому даже при гидростатическом обжатии грунта в отдельных микрообъемах возникают сдвиговые напряжения, которые обуславливают смещение структурных элементов друг относительно друга, разрыв структурных связей и разрушение структурных элементов, когда локальное касательное напряжение превысит прочность их на сдвиг.

При сжатии дисперсных грунтов происходит не только механические, но и химические процессы, связанные с появлением новых сил сцепления при расколах частиц. Эти силы сцепления кристаллических решеток минералов идентифицируются с силами валентности и обуславливают протекание механохимических реакций. Так, в результате действия высокого давления в горных породах происходит превращение полевого шпата в слюду. Совместное измельчение кальцита с кварцем приводит к образованию силиката кальция и выделению двуокиси углерода. При измельчении кальцита на поверхности образуется окись кальция, а при измельчении сидерита формируются окиси углерода и железа. Таким образом, на новых поверхностях минеральных частиц при действии давления могут формироваться новые химические соединения, способные образовывать структурные связи, упрочняющие грунт, подвергнутый действию повышенных давлений.

Для прогноза прочности и деформируемости грунтов необходимо знать физические закономерности, определяющие поведение этих грунтов под нагрузкой. Физико-механические свойства грунтов условно подразделяют на деформационные, прочностные и реологические.

Деформационные свойства грунтов. Деформационные свойства грунтов характеризуют их поведение под нагрузками, не приводящими к разрушению. Наиболее часто деформационные свойства грунтов определяются при статическом нагружении, но для антисейсмического строительства необходимо знание поведения грунтов при динамических воздействиях. Деформационные свойства грунта необходимы для прогноза изменения его объема (уплотнение, разуплотнение) в пределах обратимых, небольших по величине деформаций, протекающих со

скоростью звука. Связь между напряжениями и деформациями характеризуются линейным законом упругости (Гука), который для случая одноосного сжатия выражается формулой [2]:

$$\sigma = E\varepsilon, \quad (3.19)$$

где σ – нормальное напряжение, Па; E – модуль упругости (модуль Юнга), Па; ε – относительная линейная деформация (отвлеченное число).

В случае действия касательных напряжений τ – закон Гука определяется выражением:

$$\tau = G\gamma, \quad (3.20)$$

где G – модуль сдвига, Па; γ – относительная угловая деформация (отвлеченное число).

При действии всестороннего равномерного давления P_0 закон Гука имеет вид:

$$P_0 = -K\varepsilon_v \text{ или } -\varepsilon_v = \beta_v P_0, \quad (3.21)$$

где K – модуль объемного сжатия, Па; β_v – коэффициент объемной сжимаемости, Па⁻¹; величина обратная K : $\beta_v = 1/K$; ε_v – относительная объемная деформация. Знак коэффициент β_v в выражении (3.21) ставится для того, чтобы показать, что при увеличении давления объем тела уменьшается. При одноосном сжатии образца грунта в пределах упругих деформаций происходит изменение как продольных, так и поперечных размеров и относительные продольные $\varepsilon_{пр}$ и поперечные $\varepsilon_{поп}$ деформации связаны соотношением:

$$\varepsilon_{поп} = -\mu \varepsilon_{пр}, \quad (3.22)$$

где μ – коэффициент поперечного расширения (коэффициент Пуассона), отвлеченное число. Знак минус в выражении (3.22) свидетельствует о том, что уменьшение размера образца в продольном направлении сопровождается увеличением размера образца в поперечном.

Для прогноза деформации изменения объема массива грунта необходимо знать два параметра: модуль деформации E и коэффициент

Пуассона μ , либо модули сдвига G и объемного сжатия K .

Показатели деформационных свойств тел в пределах справедливости закона Гука связаны следующими зависимостями:

$$\begin{aligned} K &= \frac{E}{3(1-2\mu)} = \frac{EG}{3(3G-E)}; \\ G &= \frac{E}{2(1+\mu)} = \frac{9K-E}{3KE}; \\ E &= \frac{9KG}{3K+G} = 3K(1-2\mu); \\ \mu &= \frac{E}{2G} - 1 = \frac{3K-E}{6K}. \end{aligned} \quad (3.23)$$

Данные зависимости позволяют по двум любым показателям определять остальные. В зависимости от продолжительности действия давления на грунт различают модуль динамической упругости E_d , модуль статической упругости E_y и модуль общей деформации $E_{\text{общ}}$. Модуль упругости E_y равен отношению напряжения при одноосном сжатии к относительной обратимой деформации $\varepsilon_{\text{обр}}$.

$$E_y = \sigma / \varepsilon_{\text{обр}}, \quad (3.24)$$

Эти зависимости позволяют по двум любым показателям определять остальные. В зависимости от продолжительности действия давления на грунт различают модуль динамической упругости E_d , модуль статической упругости E_y и модуль общей деформации $E_{\text{общ}}$. Модуль упругости E_y равен отношению напряжения при одноосном сжатии к относительной обратимой деформации $\varepsilon_{\text{обр}}$.

$$E_y = \sigma / \varepsilon_{\text{обр}}, \quad (3.25)$$

где σ – напряжение, не превышающее предел упругости. Модуль общей деформации $E_{\text{общ}}$ равен отношению напряжения. При одноосном сжатии к общей относительной деформации $\varepsilon_{\text{общ}}$

$$E_{\text{общ}} = \sigma / \varepsilon_{\text{общ}}.$$

Очевидно, что $E_{\text{общ}} < E_y$, так как $\varepsilon_{\text{общ}} > \varepsilon_{\text{обр}}$.

Для идеально упругих тел модуль упругости равен модулю общей деформации и не зависит от напряжения. Но для большинства грунтов модули упругости и общей деформации являются переменными показателями, зависящими от величины и продолжительности действия давления. В связи с этим схема испытания грунта при определении его деформационных показателей должна моделировать работу массива грунта под нагрузкой.

Таким образом, между величинами показателей, характеризующих деформационные свойства грунтов, существует соотношение:

$$E_d > E_y > E_{\text{общ}}. \quad (3.26)$$

Для расчета деформаций грунта, испытывающего воздействие внешних сил, используется то значение показателя деформационных свойств, которое в наибольшей степени отражает характер внешнего силового воздействия. Так, например, для расчета осадки сооружений при действии статических нагрузок используется величина модуля общей деформации, а для расчета деформаций от быстро протекающих динамических нагрузок – величина модуля упругости.

Скальные грунты обладают свойством упругости при определенном значении напряжения после приложения силы, т. е. упругая деформация подчиняется закону Гука. В большинстве горных пород предел упругости сохраняется до предела прочности 70-75%. В этом случае $\varepsilon_{\text{обр}} \gg \varepsilon_{\text{ост}}$. Поэтому модуль упругости (E) и коэффициент Пуассона (μ) в основном используются для описания свойств деформации в статических условиях. Однако в общем случае упругость скальных грунтов зависит от их состава и структуры, метода исследования (вида напряженного состояния образца), продолжительности действия силы, скорости ее приложения и т. д.

Следует отметить, что если загружен образец материала, он может изменить форму и размер [2]. Если принять нагрузку, то деформация внезапно полностью исчезает, т. е. становится упругой. В этом случае зависимость между напряжением и деформацией носит линейный характер. Если к цилиндру длины l приложить напряжение σ , его длину можно уменьшить до dl . Тогда напряжение:

$$\varepsilon = \frac{dl}{l}. \quad (3.27)$$

Согласно закону Гука для упругих материалов модуль упругости зависит от напряжения σ :

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon}. \quad (3.28)$$

E часто называют модулем Юнга. Если к упругому кубу приложить растяжение, он изменит свою форму на ромб. В этом случае модуль жесткости (G) равен отношению угла $d\theta$ к приложенному напряжению τ :

$$G = \frac{\tau}{d\theta}. \quad (3.29)$$

Если упругое тело изменяет размеры под действием гидростатического давления, модуль K равен:

$$K = \frac{d\sigma}{d\varepsilon_{VOL}}, \quad (3.30)$$

где $d\sigma$ - гидростатическое изменение; $d\varepsilon_{VOL}$ - изменение давления при объемном напряжении.

Если модуль Юнга цилиндра уменьшается в результате действия осевой нагрузки, а уменьшение длины dl , удлинение диаметра dd , то их отношение есть коэффициент Пуассона:

$$\nu = \frac{dd}{dl}. \quad (3.31)$$

Рассыпные грунты обладают меньшей упругостью, чем каменные горные грунты. В них упругость возникает при начальном напряжении, а пластичность возрастает по мере увеличения напряжения. В целом модуль упругости дисперсных грунтов в несколько десятков раз меньше, чем у скальных грунтов, а коэффициент Пуассона выше.

Зависимость между давлением на дисперсный грунт и его сжатием находят путем испытания образца, помещенного в жесткое кольцо, не позволяющее грунту расширяться в поперечном направлении. Такой вид испытания грунта (рис. 3.21) называется **компрессией**. В связи с тем, что при компрессионном сжатии диаметр образца грунта не

меняется, относительно объемная и вертикальная деформации равны, т.е. $\varepsilon_v = \varepsilon_z$

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta h}{h}, \quad (3.32)$$

где h и V – начальные высота и объем образца; Δh , ΔV – изменение высоты и объема образца соответственно.

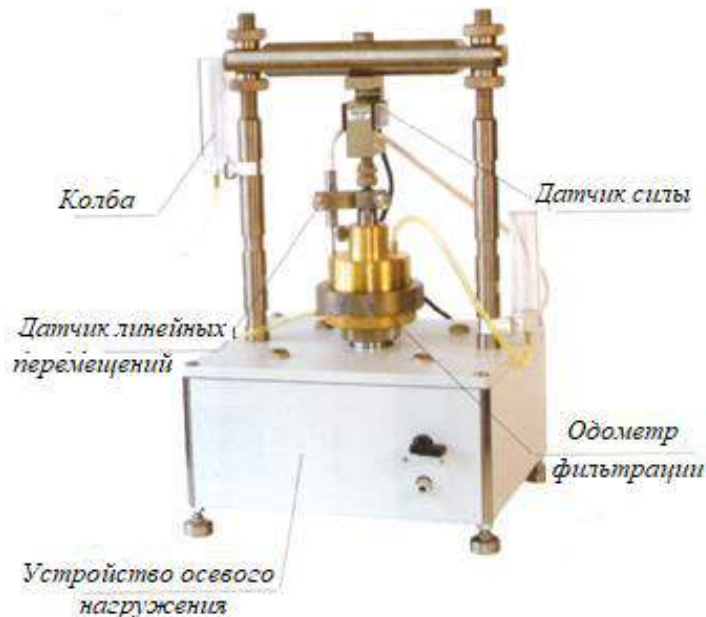


Рис. 3.21. Компрессионный прибор

Если принять, что компрессия грунта обуславливается изменением только объема его пор, а объем скелета остается постоянным (рис. 3.22), то можно записать:

$$\Delta h = h \frac{\Delta V}{V} = h \frac{V_s(1+e_0) - V_s(1+e_p)}{V_s(1+e_0)} = h \frac{e_0 - e_p}{1+e_0}, \quad (3.33)$$

где e_0 и e_p – начальный коэффициент пористости и коэффициент при давлении P , соответственно; V_s – объем скелета грунта.

Из последней формулы получим выражение для расчета коэффициента пористости, отвечающего данному давлению.

$$e_p = e_0 - \varepsilon_z(1+e_0), \quad (3.34)$$

где $\varepsilon_z = \Delta h/h$ относительная вертикальная деформация при данном давлении P .

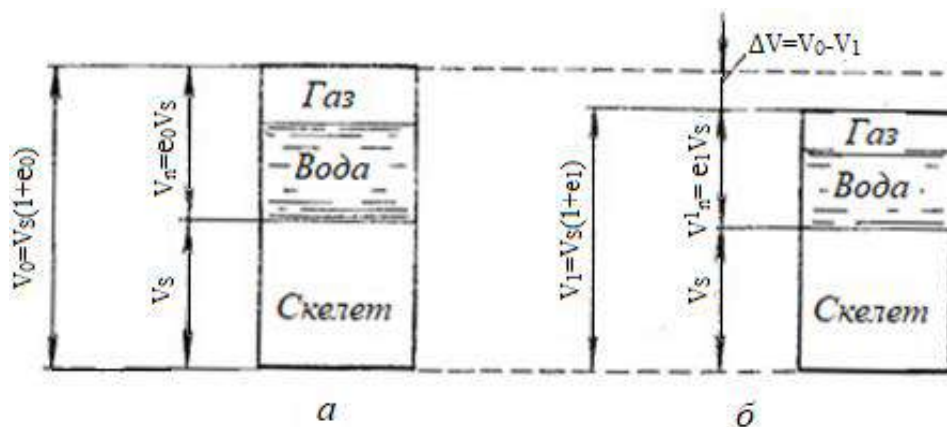


Рис. 3.22. Изменение объема грунта при компрессии:

a – первоначальное состояние; *b* – после компрессии, V_n – объем пор, V_s – объем скелета грунта, e – коэффициент пористости

Зная коэффициенты пористости грунта при соответствующих степенях давления, можно построить *компрессионную кривую*, являющуюся обобщенной характеристикой сжимаемости дисперсных грунтов. Для малых интервалов уплотняющих нагрузок зависимость e от давления σ можно принимать линейной и заменить прямой АВ (рис. 3.23). В этом случае ее можно описать уравнением:

$$e = e_0 - a\sigma, \quad (3.35)$$

где $a = \operatorname{tg} \alpha = \Delta e / \Delta \sigma$ – *коэффициент сжимаемости* грунта, являющийся одним из параметров компрессии. Поскольку этот коэффициент зависит от интервала нагрузок, то его определяют для разных интервалах. Его размерность – $1/\text{МПа}$, или МПа^{-1} .

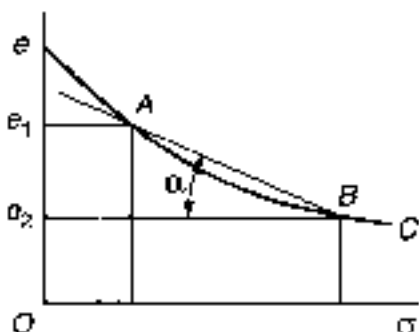


Рис. 3.23. К расчету параметров компрессионной сжимаемости

После разгрузки коэффициент пористости грунта оказывается не равным начальному, что свидетельствует о необратимом изменении

структуры грунта. Декомпрессия протекает по-разному в зависимости от того, будет ли образец разгружаться в воде или в растворах различных веществ.

Просадочность лёссовых грунтов. В лёссовых породах, находящихся под давлением при замачивании их водой, наблюдаются дополнительные деформации уменьшения объема, которые называют просадкой (рис. 3.24). Просадка лёссовых грунтов обуславливает разрушение инженерных сооружений. Вертикальная компонента изменения объема при просадке грунтов обычно оценивается относительной просадочностью, определяемой выражением:

$$\varepsilon_{np} = \frac{h_p - h'_p}{h_0} = \frac{\Delta h_p}{h_0}, \quad (3.36)$$

где h_p – высота образца грунта естественной структуры и влажности при давлении P , равном давлению от действия внешней нагрузки и собственного веса вышележащих слоев грунта; h'_p – высота того же образца грунта при давлении P после замачивания его до полного водонасыщения; h_0 – высота того же образца грунта при давлении, равном давлению от собственного грунта.

Если величина относительной просадочности $\varepsilon_{np} \geq 0,01$, то такие грунты относят к просадочным.

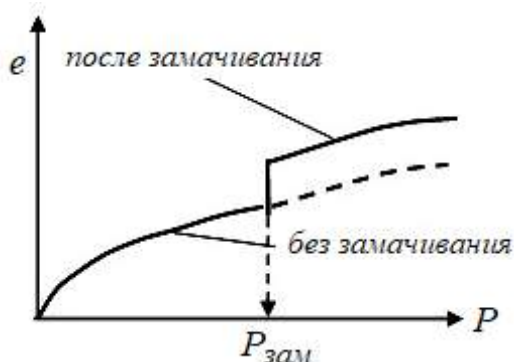


Рис. 3.24. Компрессионная кривая лёссового грунта при замачивании водой

$P_{зам}$ – нагрузка во время замачивания образца

Помимо относительной просадочности лёссовые грунты характеризуются начальным давлением просадочности $P_{нач}$ и начальной влажностью просадок $W_{нач}$.

Величина относительной просадочности переменная и зависит от давления на грунт при его замачивании. Начальным давлением просадочности лёссовых грунтов называется минимальное давление, при котором величина относительной просадочности равна 0,1 при полном водонасыщении. Величина начального давления просадочности для лёссовых грунтов изменяется от 0,02 до 0,2 МПа. Начальная влажность просадки представляет ту минимальную влажность, при которой под действующим давлением будет наблюдаться относительная просадочность, равная 0,01. Данная влажность – величина переменная, с ростом давления она уменьшается.

Явление просадки в грунтах протекает следующим образом. Вода, проникая в лёссовую высокопористую, пылеватую, карбонатную породу, размягчает и частично растворяет цемент на контактах структурных элементов. Благодаря чему связи между ними ослабевают, что облегчает перемещение частиц грунта в новое положение равновесия при данном давлении. Внешне это выражается в изменении объема грунта при замачивании под давлением. Таким образом, просадка лёссовых грунтов представляет их доуплотнение и в силу этого зависит от начальной пористости, влажности и действующего давления. Для высокопористых и маловлажных лёссовых грунтов величина просадки при данном давлении будет больше, чем для плотных и водонасыщенных грунтов. Она закономерно возрастает с ростом давления до 0,3-0,4 МПа, но лёссовые грунты, уплотненные давлением порядка 1-1,5 МПа, теряют способность к просадке, что используется при подготовке оснований из лёссовых грунтов под фундаменты сооружений.

3.4. Прочностные свойства грунтов

Общее понятие. Под прочностью грунтов понимается их способность сопротивляться воздействию внешних усилий без полного разрушения. Потеря прочности грунта при действии напряжений может произойти в результате сдвига или разрыва. Сдвиг происходит при действии касательных напряжений определенной величины. При сдвиге одна часть грунта перемещается относительно другой (оползень в грунтовом массиве – типичный пример разрушения грунта из-за

сдвига). Разрыв грунта происходит при действии нормальных растягивающих напряжений определенной величины. Морфологически разрыв грунта выражается в виде появления трещин и отделении одной части грунта от другой по нормали к поверхности трещин. Трещины на бровке склона, на поверхности высохшей глины – примеры разрушения грунта в результате разрыва, в первом случае из-за растягивающих гравитационных напряжений, во втором – из-за усадочных напряжений.

Физическая природа прочности грунтов определяется силами взаимодействия между их структурными элементами – кристаллами, зернами, обломками, агрегатами, частицами, т.е. зависит от типа и особенностей структурных связей. Чем больше силы взаимодействия между структурными элементами грунта, тем выше его прочность в целом. Поэтому скальные грунты, в которых преобладают прочные химические (кристаллизационные и цементационные) структурные связи, имеют большую прочность, чем дисперсные грунты со слабыми физическими и физико-химическими структурными связями.

При оценке прочности грунтов чаще всего используют теорию предельного состояния, согласно которой определяют те или иные параметры критических (предельных) значений, которые может выдержать образец грунта без разрушения. Они соответствуют разным типам напряженного состояния грунта, в котором может находиться грунт и которое может характеризоваться величинами главных напряжений. В качестве таковых состояний чаще всего рассматриваются: одноосное сжатие, одноосное растяжение, плоскостной сдвиг и трехосное сжатие.

При одноосном сжатии прочность грунта оценивается величиной временного сопротивления сжатию ($R_{сж}$), определяемого из соотношения:

$$R_{сж} = P_{сж} / S, \quad (3.37)$$

где $P_{сж}$ – предельная (минимальная разрушающая) нагрузка одноосного сжатия на образец, Н; S – площадь поперечного сечения образца, м². Величина $R_{сж}$ измеряется в единицах напряжений, Па.

При одноосном растяжении прочность грунта оценивается величиной временного сопротивления растяжению (R_p), определяемого из формулы:

$$R_p = P_p / S, \quad (3.38)$$

где P_p – предельная (минимальная разрушающая) нагрузка одноосного растяжения на образец, Н; S – площадь поперечного сечения образца, м². Величина R_p также измеряется в единицах напряжения, Па.

Для одного и того же грунта прочность на растяжение всегда меньше прочности на сжатие, т.е. $R_p < R_{сж}$.

Это обусловлено тем, что при растяжении за счет разрыва структурных связей развиваются большие необратимые деформации, тогда как при сжатии часть структурных связей может лишь деформироваться, не разрушаться.

Потеря прочности грунтов при действии разрушающих напряжений протекает во времени, например, медленное течение глинистого грунта на склоне, перемещение подпорных стенок, падение башен, складчатость и изгиб пластов пород и другие примеры медленных сдвиговых деформаций, которые могут закончиться полным разрушением массива грунта.

Сопротивление грунтов сдвигу. Возникающие под действием внешнего давления в грунте касательные напряжения при определенной их величине преодолевают структурные связи между частицами и обуславливают их смещение (сдвиг) относительно друг друга. Формируется зона сдвига и происходит разрушение грунта.

Показатели сопротивления скольжению являются основными прочностными показателями сопротивления грунтов внешним воздействиям. Точное определение сопротивления грунта имеет важное практическое значение, так как от него зависит точность расчета устойчивости и надежности конструкций.

Прочность грунтов на сдвиг (одноповерхностный сдвиг) зависит от соотношения нормальных сжимающих (s) и касательных (t) напряжений, действующих на одну площадку, и чем больше сжимающая вертикальная сила приложена к образцу грунта, тем больше необходимо приложить сдвиговое усилие на образец (рис. 3.25) [3].

Испытание грунта на прямой сдвиг производится в приборе, состоящем из двух цилиндрических обойм, поставленных одна на другую и штампа. Образец грунта помещается в цилиндрические

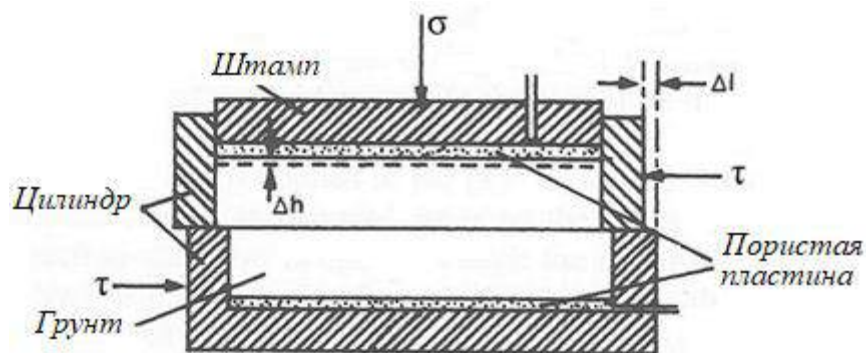


Рис. 3.25. Рабочая часть устройства для определения сопротивления грунта скольжению

обоймы, нагружается заданным нормальным давлением. После чего срезается путем приложения постепенно увеличивающегося от нуля до максимального значения горизонтального давления. По результатам сдвиговых испытаний строится график сдвига, представляющий зависимость между касательными и нормальными напряжениями в момент среза грунта (рис. 3.26). Для несвязанных (пески, галечники и др.) данный график представляет наклонную прямую, проходящую через начало координат, а для связанных (глинистые, скальные грунты) пересекает ось ординат на некотором расстоянии от начала координат. Уравнения графика сдвига в первом случае будет иметь вид (уравнения Кулона) [1, 2, 3, 8, 10]:

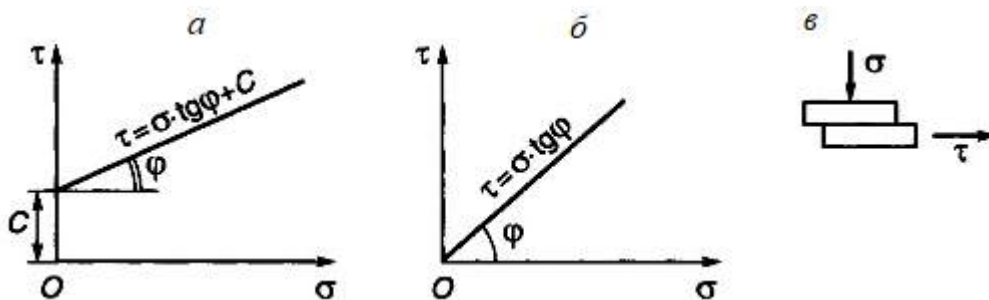


Рис. 3.26. Зависимость сопротивления сдвигу связанного (а) и несвязанного грунта (б) от нормального давления

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi, \quad (3.39)$$

а во втором

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi + c, \quad (3.40)$$

где τ - сопротивление грунта сдвигу, МПа; σ - нормальное напряжение в плоскости среза, МПа; φ - угол внутреннего трения; $\operatorname{tg} \varphi$ - коэффициент внутреннего трения; c - сцепление, МПа. Величины φ и

c являются параметрами зависимости сопротивления сдвигу грунтов и используются для расчетов прочности и устойчивости массивов грунта.

По Дэвид Джордж Прайс [2] может иметь дополнительное сопротивление в точке пересечения фракций материала. В этом случае закон Кулона записывается следующим образом:

$$\sigma_{\tau} = c + \sigma_n(\tan\varphi), \quad (3.41)$$

где σ_{τ} -сопротивление; c -связывающая или цементирующая прочность; σ_n -нормальное напряжение; φ - угол внутреннего трения.

В зависимости от этих обстоятельств геологический материал может быть трех видов:

- $c = 0$ (несвязанные материалы, например, сухой песок);

- материалы c и φ (связанные грунт, горные породы и угол внутреннего трения);

$\varphi = 0$ (материалы без угла внутреннего трения).

Величина сопротивления грунта сдвигу зависит как от внутренних (структура, текстура, вещественный состав грунта), так и от внешних (величина и скорость изменения давления, условия дренирования) факторов. В связи с этим условия испытания грунта в лаборатории или на опытном полигоне должны отражать работу грунта в сооружении. Учитывая большое количество трудно учитываемых факторов, определяющих прочность грунтов, параметры прочности можно определить лишь приближенно.

Основным параметром, характеризующим прочностные свойства несвязанных грунтов, является угол внутреннего трения, который зависит от: 1) зацепления-сопротивления, оказываемого частицами при их выходе из положения равновесия (сопротивление структуры) – φ_3 ; 2) трения частиц друг о друга при их взаимном смещении (волочении) – φ_m ; 3) сопротивления срезу (сколу) частиц и их раздроблению – φ_c :

$$\varphi = \varphi_3 + \varphi_m + \varphi_c. \quad (3.42)$$

Роль каждого слагаемого в сопротивлении сдвигу различна и зависит от разных факторов. Так, зацепление частиц зависит главным

образом от размера частиц и плотности их упаковки: чем больше размер частиц и выше плотность их упаковки, тем значительнее составляющая зацепления. Сопротивление трения частиц зависит от минерального состава, состояния и характера поверхности частиц. И наконец, сопротивление срезу материала частиц зависит от прочности кристаллической решетки минералов и напряженного состояния.

Влияние влажности на сопротивление сдвигу несвязанных грунтов проявляется через изменение величины трения между частицами, а для полностью водонасыщенных – через изменение их напряженного состояния. Влияние влажности в заметной степени обнаруживается лишь для пылеватых песков. В других случаях влажность несвязанных грунтов не оказывает существенного влияния на их сопротивление сдвигу.

При **трехосном сжатии** прочность грунта в общем зависит от соотношения главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 . Чаще всего испытания на трехосное сжатие (рис. 3.27) проводят по такой схеме соотношения главных напряжений, когда $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 > 0$. В этом случае зависимость $\tau = f(\sigma)$ строится с помощью кругов Мора, радиус которых $r = (\sigma_1 - \sigma_3) / 2$ (рис. 3.28).

Проводя испытания на трехосное сжатие грунта не менее чем при двух соотношениях σ_1 и σ_3 и построив с помощью кругов Мора предельно огибающую к ним вида $\tau = f(\sigma)$, согласно теории прочности Кулона-Мора определяют значения φ и c , которые в условиях трехосного сжатия и являются параметрами прочности грунта.



Рис. 3.27. Прибор для трехосного испытания грунтов

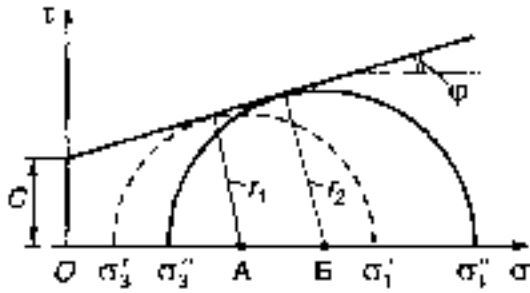


Рис. 3.28. Диаграмма Мора для предельных напряжений в условиях трехосного сжатия грунта

Сопротивление сдвигу связанных (глинистых и лёссовых) грунтов.
 Сопротивление сдвигу связанных грунтов имеет сложную природу и определяется как внутренними, так и внешними факторами. Влияние внутренних факторов (состав, структура, текстура грунта) проявляется через силы сцепления и трения между структурными элементами грунта. Внешние факторы объединяют влияния методики (режим, условия подготовки образца к испытанию) и величину нормального давления. Различают два основных методики испытания связанных грунтов на сдвиг: 1) методика тотальных напряжений и 2) методика эффективных напряжений. В первом случае пользуются уравнением Кулона в форме:

$$\tau = \sigma \tan \varphi + c, \quad (3.43)$$

во втором случае – выражением в форме

$$\tau = (\sigma - U_w) \tan \varphi' + c' = \sigma' \tan \varphi' + c', \quad (3.44)$$

где φ , φ' , c , c' - называемые углом внутреннего трения и удельного сцепления в тотальных и эффективных напряжениях соответственно; U_w - поровое давление.

Сопротивление сдвигу связанных грунтов существенно зависит от их пористости и влажности, уменьшаясь с увеличением последних. Пористость и влажность связанных грунтов и другие компоненты структуры и текстуры меняются в процессе сдвига как под действием нормальных, так и касательных напряжений. В связи с этим результаты, получаемые при испытании на сдвиг, в значительной степени зависят от режима испытания, прежде всего, от скорости загрузки и условий дренирования.

В зависимости от применяемой методики испытания связанных грунтов получаются различные величины параметров прочности грунта. В связи с этим для обеспечения рационального проектирования сооружений данными о прочности грунтов необходимо применять такую методику определения параметров прочности, которая в наибольшей степени моделирует работу грунта в сооружении.

Различают три характерных режима испытания связанных грунтов для определения их параметров сопротивления сдвигу.

1. Неконсолидировано-недренированное испытание (НН-сдвиг), называемое также быстрым или сдвигом по закрытой системе (рис. 3.29). Разрушение производится с такой скоростью, чтобы пористость и влажность грунта не изменялись. При быстром сдвиге в грунте возникает избыточное поровое давление. При НН-сдвиге полностью водонасыщенного связанного грунта его сопротивление сдвигу характеризуется главным образом параметром сцепления.

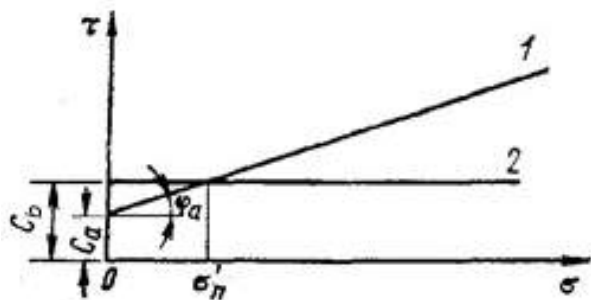


Рис. 3.29. Графики сдвига глинистого водонасыщенного грунта при различных схемах испытания:

1 – консолидировано-дренированное испытание; 2 – неконсолидировано-недренированное испытание.

2. Консолидировано-дренированное испытание (КД-сдвиг), называемое также медленным или сдвигом при открытой системе (см. рис. 3.29). Грунт предварительно выдерживается под заданным нормальным давлением до полного завершения консолидации. Затем разрушающее усилие прикладывается с такой скоростью, чтобы пористость – влажность грунта успела прийти в равновесие с действующей нагрузкой и в поровой воде не возникало избыточное поровое давление. При КД-сдвиге грунты имеют наибольшую прочность, характеризуемую как параметрами удельного сцепления, так и угла внутреннего трения.

3. Консолидировано – недренированное испытание (КН-сдвиг). Сначала грунт под действием уплотняющих нагрузок полностью консолидируется, а затем разрушается при неизменной пористости и влажности по схеме быстрого сдвига. Результаты КН-сдвига дают промежуточные значения сопротивления сдвигу между НН-сдвигом и КД-сдвигом.

Различные параметры сдвига одного и того же глинистого грунта по методикам НН, КД и КН объясняются разной величиной эффективных напряжений в скелете грунта, при которых происходит разрушение грунта. Если результаты испытаний НН и КН представить не в тотальных, а в эффективных напряжениях (т.е. за вычетом порового давления), то результаты испытаний по всем трем методикам совпадают.

У различных типов скальных грунтов прочность на **одноосное сжатие** меняется в широких пределах: наибольшая у магматических и метаморфических грунтов, а наименьшая - у осадочных скальных грунтов и выветрелых разностей.

Структурно-текстурные особенности грунтов являются самым важным внутренним фактором, определяющим величину временного сопротивления сжатию. При испытаниях на одноосное сжатие (рис. 3.30) наибольшие значения $R_{сж}$ (при прочих одинаковых условиях)



Рис. 3.30.
Установка
одноосного
сжатия

будут характерны для скальных грунтов с прочными фазовыми (цементационными и кристаллизационными) контактами, а наименьшие – для грунтов со смешанными или переходными (точечными) контактами. При этом характер диаграммы «нагрузка-деформация», а также тип деформирования будет различным для хрупких, хрупко-пластичных и пластичных грунтов (рис. 3.31).

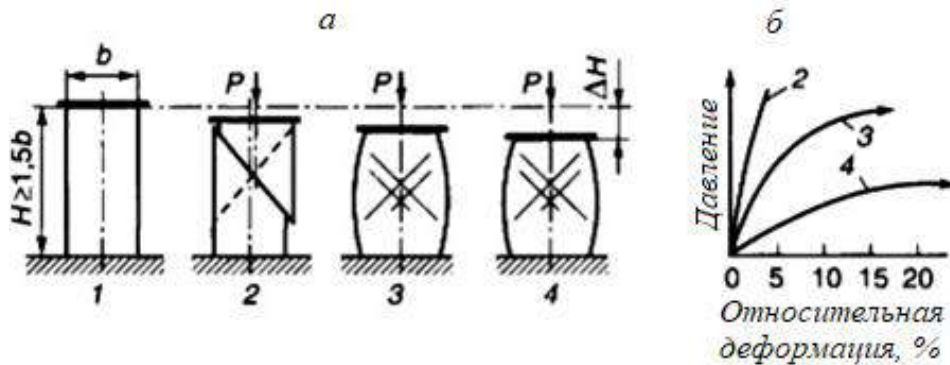


Рис. 3.31. Деформация грунтов при сжатии:

a – внешний вид образца, до (1) и после (2-4) сжатия; 2-хрупкое разрушение; 3-полухрупкое разрушение; 4-пластичное разрушение;
б – диаграмма “давление-деформация”

Реологические свойства грунтов. Реология грунтов — это раздел механики грунтов, который понимается как изучение поведения грунтов с течением времени под воздействием механики.

Характер сопротивления грунтов внешним силам зависит от их величины и времени действия. Реологические свойства – деформации грунтов под постоянным давлением во времени или при разной скорости приложения сил. При быстром возрастании нагрузок на образец грунта сопротивление грунта будет наибольшим, в нем будут преобладать упругие деформации и наблюдаться хрупкое разрушение путем скола (сдвига) или разрыва. При медленном возрастании внешних сил сопротивление грунта будет меньшим, будут происходить деформации ползучести, которые могут закончиться разрушением в виде сдвига.

Степень появления деформаций упругости или ползучести в грунте зависит от отношения времени действия внешней силы T ко времени релаксации T_r . Величина времени релаксации определяется из отношения вязкости η к модулю упругости при сдвиге $G: T_r = \eta/\phi$ и представляет собой такой промежуток времени, в течение которого

напряжение в теле при постоянной деформации уменьшается на определенную величину (обычно в 2,71 раза). Время релаксации различно у разных тел. Для скальных грунтов время релаксации измеряется сотнями и тысячами лет, для стекла оно составляет около ста лет, а для воды – 10^{-11} с.

Если продолжительность действия сил на грунт меньше времени релаксации, то будут развиваться в основном упругие деформации. Если же время действия силы определенной величины на грунт превышает время релаксации, то в грунте возникают необратимые деформации ползучести и течения. Так, лед и стекло при быстром приложении нагрузки деформируются, упруго и хрупко разрушаются, а при медленном приложении нагрузки – проявляют ползучесть и текут как жидкости.

Реологические процессы наблюдаются повсеместно. Оползни, течение ледников, длительные осадки, крены и смещения сооружений, развитие оседания участков земной поверхности при строительстве тоннелей, проявление горного давления и другие явления – все это результат ползучести грунтов.

Реологические свойства грунтов проявляются при объемной и сдвиговой ползучести. Объемная ползучесть происходит при постоянном всестороннем сжатии, например, при компрессии, и всегда имеет затухающий характер в результате уплотнения грунта. Сдвиговая ползучесть проявляется при постоянном касательном напряжении в основаниях и теле сооружений, например, подпорных сооружений – плотин, оградительных стенок, откосов и т.д. Сдвиговая ползучесть грунтов может быть затухающей, протекать с постоянной скоростью (установившаяся ползучесть) и иметь характер прогрессирующего течения, являющегося собственно разрушением грунта и поэтому недопустимым в основаниях сооружений. Кривые объемной и сдвиговой ползучести показаны на рис. 3.32.

Процесс развития во времени необратимой объемной деформации уплотнения водонасыщенного глинистого грунта под постоянной нагрузкой называется консолидацией. Параметры консолидации грунта необходимы для прогноза скорости осадки сооружений на водонасыщенных высокопористых глинистых и органо-минеральных грунтах.

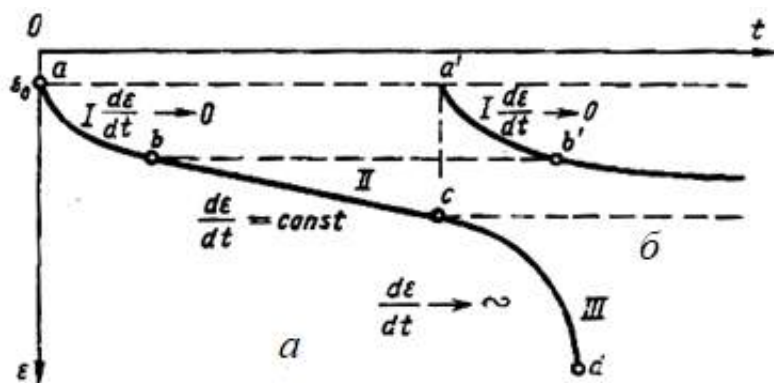


Рис. 3.32. Кривые сдвиговой (незатухающей) ползучести (а) и объемной (затухающей) ползучести (б)

В общем случае при приложении внешней нагрузки к водонасыщенному грунту в условиях компрессии (рис. 3.33) первоначально возникает мгновенное сжатие, обусловленное упругими деформациями поровой воды, пузырьков газа и скелета грунта. Затем начинается уплотнение грунта в результате выжимания воды из пор грунта. Скорость уплотнения на этом этапе контролируется в основном скоростью фильтрации поровой воды, вследствие чего этап называется *фильтрационной*, или *первичной консолидацией*. В конце фильтрационной консолидации величина порового давления равна нулю ($U_w=0$). И, наконец, процесс завершается уплотнением грунта в результате медленного смещения частиц относительно друг друга и более плотной упаковки с одновременным отжатием поровой воды. Скорость уплотнения контролируется трением частиц друг о друга в условиях все возрастающей плотности их упаковки (ползучесть скелета грунта). Этап уплотнения, обусловленный ползучестью скелета грунта, называется *вторичной консолидацией*.

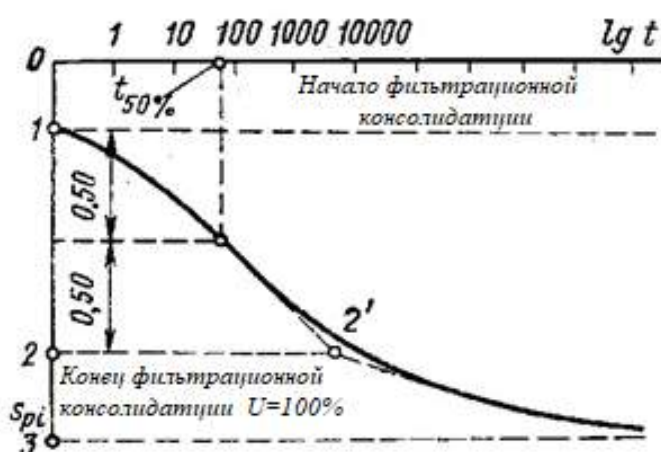


Рис. 3.33. Кривая консолидации глинистого водонасыщенного высокопористого грунта:
 0-1 - мгновенное сжатие;
 1-2 - фильтрационная (первичная) консолидация;
 2-3 - вторичная консолидация

Коэффициент консолидации зависит от структуры и состава грунта и по теории фильтрационной консолидации связан с коэффициентами фильтрации и сжимаемости следующим соотношением:

$$c_v = \frac{K_\phi(1+e)}{a\gamma_w}, \quad (3.45)$$

где K_ϕ – коэффициент фильтрации; e – коэффициент пористости; a – коэффициент сжимаемости; γ_w – удельный вес воды.

Величина коэффициента консолидации глинистых грунтов изменяется в широких пределах (от $2 \cdot 10^{-2}$ до $8 \cdot 10^{-6}$ см²/с). Наиболее низкие значения c_v характерны для высокодисперсных глин, а наиболее высокие – для грубодисперсных глинистых грунтов.

В процессе ползучести при трехосном сжатии происходит существенная *перестройка микроструктуры* грунта. Особенно интенсивно микростроение меняется в зоне сдвига. На рис. 3.34 приведены электронно-микроскопические фотографии микростроения озерно-ледниковой глины, испытываемой на ползучесть в условиях трехосного сжатия. Исследования показывают, что в процессе ползучести постепенно происходит формирование более или менее притяженных зон микросдвигов частиц, которые выражаются в появлении участков, где частицы ориентированы в одном направлении, совпадающем с плоскостью сдвига. Постепенно число таких зон увеличивается и в итоге на стадии прогрессирующей ползучести они сливаются в магистральную зону сдвига (вытянутую по диагонали на рис. 3.34, а). В пределах этой зоны анизотропия структуры максимальна. Все частицы и агрегаты ориентированы вдоль плоскости сдвига (рис. 3.34, б).

Поведение грунтов при динамических воздействиях. С динамическими воздействиями нам приходится сталкиваться повсеместно. Достаточно называть колебания земной коры и сооружений при землетрясениях, взрывах, движении транспорта, работе различных неуравновешенных машин и механизмов, ударах морских волн, действии ветра и т.д. Под влиянием динамических воздействий в грунтах могут происходить объемные деформации как обратимого, так

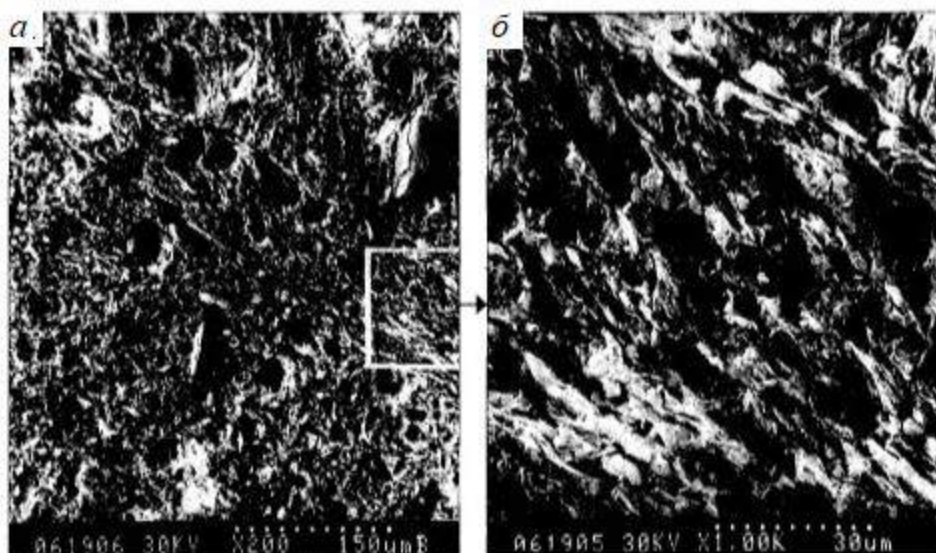


Рис. 3.34. Изменение микростроения озерно-ледниковой глины в процессе ползучести при трехосном сжатии:

а – общий вид дислокации; *б* – ориентация частиц в зоне сдвига

и необратимого характера, а также может изменяться прочность грунтов. Это приводит к появлению дополнительных осадок зданий и сооружений, к нарушению их устойчивости, нежелательным деформациям самих зданий и сооружений или к невозможности их эксплуатации. В связи с этим учет динамических воздействий при проектировании зданий и сооружений является необходимым.

Среди колебательных движений тел и любых механических величин (давления, деформации, скорости, ускорения и т.д.) выделяют периодические и непериодические колебания (рис. 3.35). Для прогноза изменения объема и прочности грунтов, а также для расчета динамических инерционных нагрузок в конструкциях сооружений необходимо знать характер и интенсивность действующей динамической нагрузки (смещение, амплитуда, скорость и ускорение колебательного движения) и свойства грунтов.

При динамических нагрузках малой интенсивности, не превышающих предела упругости, основными динамическими характеристиками грунтов являются: 1) модуль упругости при сдвиге G ; 2) коэффициент Пуассона μ ; 3) коэффициент затухания колебаний или эквивалентные характеристики – скорости распространения объемных и поверхностных волн и коэффициенты поглощения упругих волн.

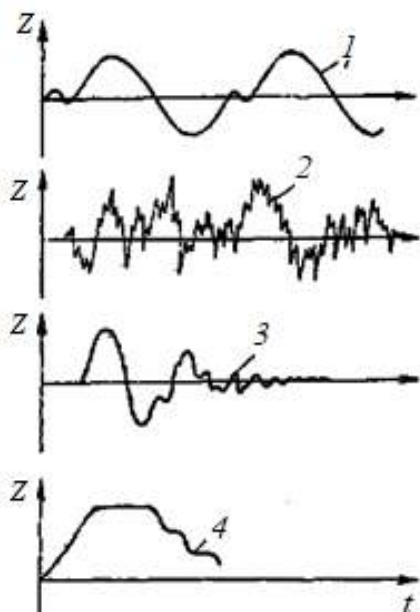


Рис. 3.35. Виды изменения амплитуды колебаний во времени при работе различных машин и механизмов:
 1-периодическое; 2-хаотическое;
 3-затухающее; 4-непериодическое-ударное

Но динамические воздействия могут вызвать также остаточные (необратимые, неупругие) объемные и сдвиговые деформации в результате разрушения структурных связей и переупаковки структурных элементов грунта. Характерными примерами необратимых деформаций и изменения прочности грунтов при динамических воздействиях являются виброуплотнение песков, разжижение водонасыщенных песков, сейсмические просадки лёссов, уменьшение сопротивления сдвигу, усталостное разрушение. При сильных динамических воздействиях (взрывах) происходят дробление грунтов и их перемещение, образование воронок и полостей в его толще и зон повышенной трещиноватости.

В результате динамических воздействий на грунт происходят уплотнение песка и просадка лёссов, разуплотнение намывных плотин и оползни, усталостное разрушение скального грунта, раздробление и перемещение грунта. Все эти явления оказываются возможными при: 1) снижении прочности структурных связей в грунте; 2) увеличении действующих в грунте напряжений за счет инерционных сил; 3) ударных и взрывных воздействиях.

Сыпучие грунты, состоящие из твердых минеральных частиц, промежутки между которыми заполнены газом или водой, начинают течь при действии сотрясений, приобретая свойства вязкой жидкости. Такое вибрационное псевдооживление сыпучего грунта объясняется снижением видимых коэффициентов трения. В то же время несвязанные

грунты, и пески в частности, в наибольшей степени уплотняются при действии вибрации (рис. 3.36). При действии колебаний на несвязанные грунты следует различать два случая: воздействие колебаний на сухие и влажные пески, слагающие сооружение, и воздействие колебаний на пески водонасыщенные, залегающие ниже уровня грунтовых вод.

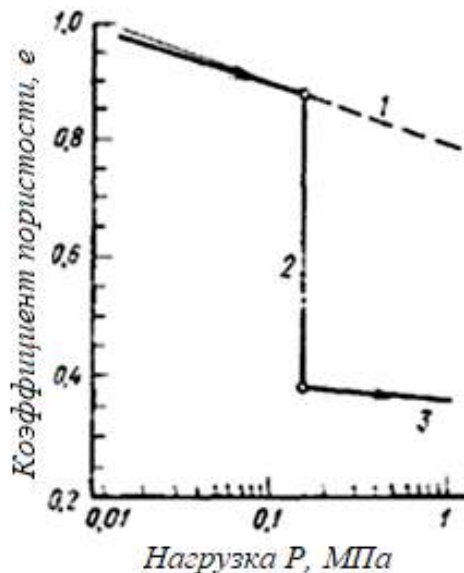


Рис. 3.36. Влияние вибрации на уплотнение песка:

1 – очень рыхлый песок; 2 – уплотнение песка в результате вибрации; 3 – уплотненный песок

Таким образом, свойства грунтов - это особенность, обуславливающей его различие или сходство с другими грунтами и проявляющейся во взаимодействии с ним или с различными полями и веществами.

Ключевые слова: свойства, химическая и физическая, поглотительная способность, агрессивность, пластичность, капилляры, водопрочность, плотность, физико-механические, деформация, компрессия, сдвиг.

Вопросы для повторения:

1. Что означают физические свойства грунтов?
2. Что означает плотность минеральных частиц?
3. Какова плотность скелета грунта?
4. Что такое пористость грунтов?
5. Что такое коэффициент пористости?
6. Чему равен коэффициент пористости грунтов в естественном влажном состоянии?
7. Что такое коэффициент Пуассона?

8. Что вы знаете о деформационных свойствах дисперсных грунтов?
9. Что такое модуль деформации?
10. Расскажите о сжимаемости дисперсных грунтов.
11. Что такое кривая сжатия грунтов?
12. Что вы знаете о реологических свойствах грунтов?
13. Понятие угла внутреннего трения.

Раздел 4. КЛАССИФИКАЦИЯ ГРУНТОВ

4.1. Виды классификации

Построение всяких классификаций – дело чрезвычайно сложное. Оно становится возможным только в том случае, когда в какой-то области знания уже накоплен большой фактический материал, дающий возможность выявить общие закономерности развития объекта исследования данной науки. Применительно к рассматриваемому вопросу можно отметить, что построение классификации грунтов стало возможным, когда в какой-то мере оформились представления о зависимости инженерно-геологических свойств горных пород, о особенностях их состава и строения и накопились фактические данные, подтверждающие эти положения.

Первой работой по этому вопросу является статья М.С.Волкова «Об основаниях каменных зданий», опубликованная в 1840 г. В ней автор выделяет два важнейших свойства грунтов: сопротивление давлению и прочность.

В конце XIX и начале XX в. русские строители уделяли главное внимание вопросам сжимаемости и размокаемости грунтов. Это нашло отражение в классификации горных пород (А.П.Павлова), разработанной им для строительных целей.

Классификация А.П.Павлова построена на основании рассмотрения сил сцепления у различных грунтов. Данный принцип нашел дальнейшее развитие в классификации горных пород, предложенной Ф.П.Саваренским, затем несколько переработанной В.А.Приклонским и П.Н.Панюковым.

Названные классификации имеют общий характер, их авторы ставили перед собой цель - отразить все многообразие горных пород; встречающихся в природе сгруппировать вместе породы, близкие по инженерно-геологическим особенностям. Такие классификации получили название «общих классификаций грунтов».

Общие классификации имеют задачу по возможности охватить все наиболее распространенные типы горных пород и охарактеризовать их как грунты. Они должны быть построены на генетической основе. Причем под генетической основой следует понимать не только само возникновение породы, но и последующие изменения, которые она

претерпела за всю свою «геологическую жизнь». Общие классификации грунтов являются той основой, на которой должны строиться все остальные классификации и вестись преподавание грунтоведения и других инженерно-геологических дисциплин в высших и средних специальных учебных заведениях.

Общая классификация дополняется частными классификациями грунтов. Частные классификации развивают общую классификацию, выделенные типы пород подразделяются на виды уже исходя из определенных количественных показателей.

Наряду с общими и частными можно еще выделить региональные и отраслевые классификации.

Региональные классификации рассматривают грунты применительно к определенной территории. При построении их исходят из представлений о геологических формациях и фациях. В основе региональных классификаций грунтов должны лежать возрастание и генетическое подразделение пород, встречающихся на данной территории.

Отраслевые классификации грунтов составляют применительно к запросам определенного вида строительства (гидротехнического, дорожного, при использовании грунтов как оснований сооружений и т.д.). Правомерность существования таких классификаций является спорной, так как инженерно-геологические особенности пород остаются неизменными независимо от того, в каких целях они изучаются.

Региональные и отраслевые классификации подобно частным также базируются на общей классификации грунтов. Общая классификация грунтов является основой для всех других классификаций. Поэтому очень важно найти правильные принципы ее построения.

Общая классификация грунтов. Общая классификация грунтов, построенная на изучении взаимосвязи между отдельными группами горных пород впервые была построена Е.М.Сергеевым в 1948 г. В дальнейшем, в 1957 г., Е.М.Сергеев, В.А.Приклонский, П.Н.Панюков и Л.Д.Белый сформулировали принципиальные положения, на основании которых данная классификация была значительно усовершенствована. В частности, указывалось, что при составлении классификации

целесообразно принять следующую номенклатуру: класс, группа, подгруппа, тип, вид, разновидность.

Конечной целью общей классификации грунтов должно быть такое их расчленение, чтобы каждое из подразделений объединяло породы с близкими инженерно-геологическими свойствами, обуславливающими поведение пород во взаимодействии с сооружениями.

Выше было отмечено, что все свойства горных пород определяются соотношением и взаимодействием слагающих их компонентов, составом самих компонентов и структурно-текстурными особенностями пород. Возникает вопрос: какой из показателей наиболее полно может отразить в совокупности все эти факторы, определяющие свойства пород? Таким показателем являются структурные связи в горных породах, которые зависят от соотношения и взаимодействия компонентов, составляющих горные породы, от состава самих компонентов и структурно-текстурных особенностей пород.

Структурные связи, с одной стороны, являются своеобразным индикатором, отражающим особенности пород и воздействия на них природных процессов, а с другой – оказывают значительное влияние на свойства пород. Поэтому целесообразно при построении общей классификации грунтов учитывать характер структурных связей в породах.

В результате дальнейшей работы была совершенствована общая классификация грунтов. Все породы подразделяются в ней на два класса: скальные грунты, обладающие жесткими кристаллизационными связями, и дисперсные (рыхлые) грунты, у которых такие связи отсутствуют. Правомерно было бы выделение также третьего класса грунтов – мерзлые грунты, у которых свойства в значительной степени определяются наличием в породах связей, созданных льдом.

Класс скальных грунтов объединяет все горные породы с жесткими кристаллизационными связями; между частицами существует такой же тип связей, как и внутри частиц; структурные связи имеют химическую природу. В большинстве случаев ковалентные связи преобладают над ионными. В результате чего породы обладают высокой прочностью, которая мало изменяется при их водонасыщении.

Лишь в том случае, когда в породах преобладающим типом становятся ионные связи, породы приобретают значительную растворимость.

В классе дисперсных грунтов объединяются породы, у которых преобладают структурные связи физической природы: молекулярные, ионно-электростатические, капиллярные, магнитные. Эти связи значительно менее прочные, чем связи химической природы, существующие внутри минеральных частиц и в скальных грунтах. Для пород класса дисперсных грунтов характерна невысокая прочность, которая сильно изменяется при водонасыщении.

В соответствии с изложенными принципами построения общей классификации грунтов группы и подгруппы пород выделяются по их генезису и постгенетическим процессам, которые испытали породы, типы – по петрографическим особенностям пород. Всего выделено 6 групп пород.

Класс скальных грунтов объединяет: магматические, метаморфические, осадочные сцементированные и искусственные грунты. Магматические и метаморфические породы подразделены на подгруппы строго по генезису. Среди осадочных сцементированных пород выделяется подгруппа химически осажденных и органогенных пород, включающая кремнистые, карбонатные, сульфатные и галоидные породы, и подгруппа обломочных сцементированных пород, объединяющая крупно-, мелкообломочные, пылеватые и глинистые грунты. В этом случае также соблюден генетический принцип, так как учитываются наряду с генезисом и постгенетические процессы. Искусственные грунты подразделяются на две подгруппы, которые выделяются по способу преобразования породы в скальный грунт, что в значительной степени определяется особенностью самой породы.

В классе дисперсных грунтов в качестве отдельных групп выделяются осадочные несцементированные и искусственные грунты. Первая группа образовалась под влиянием природных процессов, вторая – в результате деятельности человека.

Крупнообломочные, песчаные, лёссовые и глинистые породы являются продуктами процесса выветривания. По своему генезису они весьма разнообразны: элювиальные, пролювиальные, аллювиальные, озерные, ледниковые, морские и др. Каждый генетический тип имеет свои особенности. Но главное – крупность элементов, слагающих эти

дисперсные грунты, которая определяется развитием и характером процесса выветривания.

Физическое выветривание в начальной стадии своего развития ведет к образованию обломков горных пород, в результате чего образуются крупнообломочные грунты. При интенсивном развитии физического выветривания дробление доходит до минеральных зерен и образуются песчаные породы.

При химическом выветривании наблюдается дальнейшая диспергация веществ, которая происходит в результате разрушения первичных минералов и образования вторичных. Среди последних большое значение имеют глинистые минералы. Продукты химического выветривания в большинстве случаев, попадая в водоемы, образуют илы, из которых в результате процесса диагенеза возникают глинистые или лёссовые породы. Это определяется соотношением в породе глинистых минералов с первичными минералами, которые могут иметь различную дисперсность, от крупного песка до мелкой пыли.

Почвы – особые природные образования, отличающиеся от горных пород рядом признаков. В них всегда присутствует органическое вещество, выделяются определенные генетические горизонты, присущие определенным генетическим типам почв, которые характеризуются определенной структурой. У почв при их инженерно-геологической оценке есть много общего со связанными грунтами. Поэтому их можно включить в эту группу. Но, учитывая генетический принцип построения общей классификации грунтов и указанные особенности почв, лучше сохранить их в виде самостоятельной подгруппы.

Своеобразными образованиями являются торф и сапропели (рис. 4.1), которые, с нашей точки зрения, лучше рассматривать как разновидности фитогенных пород [1].

Группа искусственных грунтов в классе «дисперсные грунты» подразделяются, в зависимости от воздействия человека, на пять подгрупп: искусственно измененные, уплотненные, культурные слои, насыпные и намывные.

Общая классификация грунтов не может отражать все количественные изменения, происходящие в горных породах. Она должна отражать в первую очередь качественные скачки, приводящие к

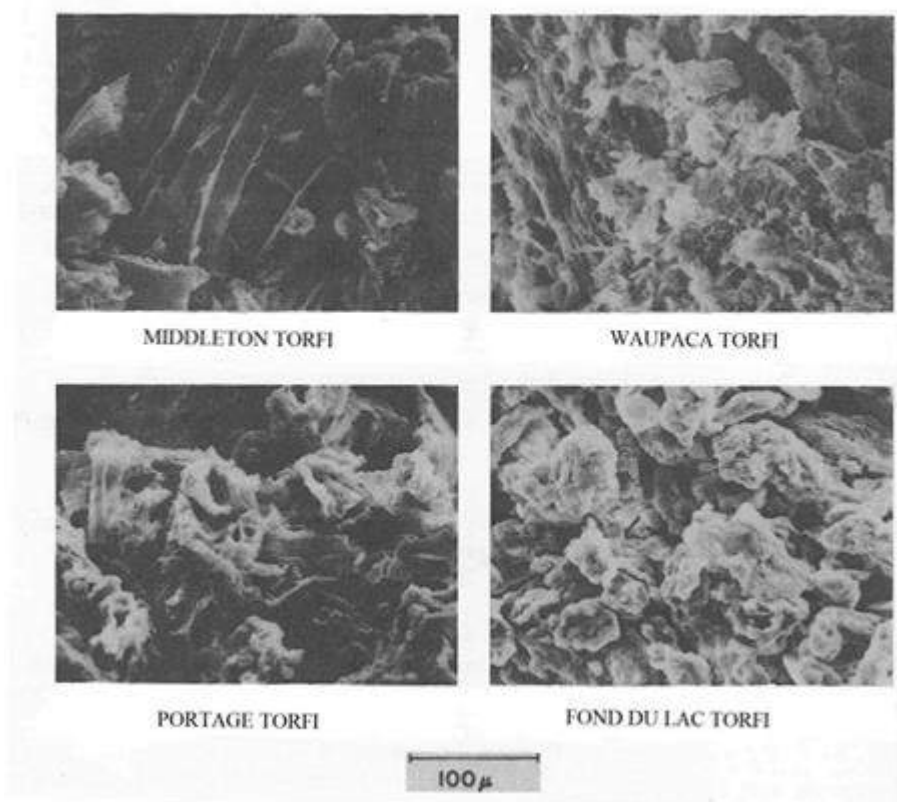


Рис 4.1. Электронное микрофото четырех разных образцов торфа

образованию различных групп, подгрупп и типов грунтов. В общую классификацию грунтов не следует включать нефть. Каменный уголь и руды, поскольку они или совсем не используются как грунты, или в значительно большей степени представляют интерес как полезные ископаемые.

В последующих главах дается инженерно-геологическая характеристика применительно к выделенным группам пород.

4.2. Скальные грунты

Магматические грунты. Магматические горные породы образуются в результате раскристаллизации глубинных расплавов (магм) преимущественно флюидно-сликатного состава, происходящей при внедрении магмы в верхние части земной коры или излиянии ее на поверхность. Формирование магматических горных пород и их свойств начинается с момента зарождения магмы в глубинах Земли. Длительные, тесно связанные между собой и последовательно сменяющие друг друга сложные физические, химические и физико-

химические процессы, происходящие в ходе зарождения и раскристаллизации магмы, обуславливают многообразие химического и минерального составов изверженных пород.

Согласно Бража М.Д. [1], магматические породы образуются при подъеме магмы из недр земной коры и затвердевании на поверхности. В некоторых случаях магма может образовывать интрузивные породы в результате остывания, не поднимаясь на поверхность. Они разрушаются под воздействием эрозионных процессов.

Уже в начальных глубинных процессах возникновения горных пород заложены будущие различия в их свойствах, обусловленные разным химическим составом магм, разной вязкостью расплавов и различным содержанием в них летучих компонентов. Огромное влияние на формирование состава, структуры и текстуры породы оказывают условия кристаллизации. По мере движения магмы в верхние части земной коры, вплоть до излияния на поверхность, в ней резко меняются термодинамические условия: падает давление, уменьшаются температуры, увеличивается вязкость расплава вследствие потери флюидов, начинают образовываться первые кристаллы. Обычно это высокотемпературные минералы.

Высокотемпературные минералы, возникшие в глубинных зонах земной коры, попадая в иную термодинамическую обстановку по мере подъема магмы, становятся неустойчивыми и значительно легче поддаются вторичным изменениям, чем низкотемпературные, образовавшиеся в поверхностных условиях.

По мере своего продвижения магма ассимилирует окружающие породы; при этом изменяется ее химический состав. Возникают дополнительные центры кристаллизации, обуславливающие уменьшение размеров кристаллов в породе, появляются ксенолиты существенно иных минеральных ассоциаций. Таким образом, даже в абиссальных условиях, т.е. при сохранении стабильного режима кристаллизации в течение длительного времени, формируется семейство горных пород разного состава, структуры и текстуры с существенно различными физико-механическими свойствами.

Изливаясь на поверхность, магма может попасть как в водную, так и воздушную среду, что вызывает определенные различия в структуре и текстуре породы. При подводном излиянии, в результате

взаимодействия расплава с водой, происходит образование большого количества паров воды, формируются пузырчатые текстуры. Благодаря высоким напряжениям, возникающим при быстром охлаждении горной породы в воде, происходит образование трещин как внутри минералов, так и внутри лавового потока. При наземных излияниях на поверхности потоков быстро образуется так называемая корочка закаливания, которая препятствует удалению из внутренних частей лавовых потоков различных газов. При этом в верхней части потока формируются породы, содержащие значительное количество крупных пор и резко отличающиеся по своим свойствам от пород того же состава, слагающих внутренние части потока. Как известно, излившиеся породы обычно плохо раскристаллизованы и часто содержат стекло. Однако в центральных частях мощных эффузивных покровов, где остывание происходит медленно, могут образоваться полнокристаллические структуры аналогичны структурам пород гипабиссального генезиса.

Все магматические породы с точки зрения использования их в строительстве имеют много общего между собой. Данная общность физико-механических свойств обусловлена прочными структурными связями между минеральными зёрнами. Магматические породы имеют высокую прочность, значительно превышающую нагрузки, известные в инженерной практике, не растворимы в воде и водопроницаемы только по трещинам. Однако, хотя значения показателей физико-механических свойств магматитов и являются высокими, они могут колебаться в широких пределах в зависимости от состава и строения породы.

Наиболее обстоятельно изучено влияние вещественного состава магматических горных пород на их плотность. На рис. 4.2 показано изменение плотности интрузивных и эффузивных пород в зависимости от их химико-минерального состава. Среди интрузивных пород наиболее низкую плотность имеют граниты ($\rho=2,57 \text{ г/см}^3$). По мере увеличения основности плотность интрузивных горных пород возрастает. Ее средние значения составляют у гранодиоритов – $2,7 \text{ г/см}^3$, у кварцевых диоритов – $2,75$, у диоритов – $2,80$, у габбро – $2,95$, у серпентинизированных гипербазитов – $3,0$, у пироксенитов – $3,20$, у перидотитов – $3,27 \text{ г/см}^3$. Та же тенденция наблюдается и в изменении плотности эффузивных горных пород: для пород кислого состава (липаритов) плотность равна в среднем $2,35 \text{ г/см}^3$, для пород среднего

состава (андезитов) – 2,50, для основных (базальтов) - 2,54 г/см³. Палеотипные эффузивные породы имеют более высокие значения плотности: от 2,60 г/см³ у кварцевых порфиров до 2,85 у диабазов. Следует отметить также, что при одинаковом химическом составе эффузивные породы всегда имеют более низкую плотность, чем интрузивные.

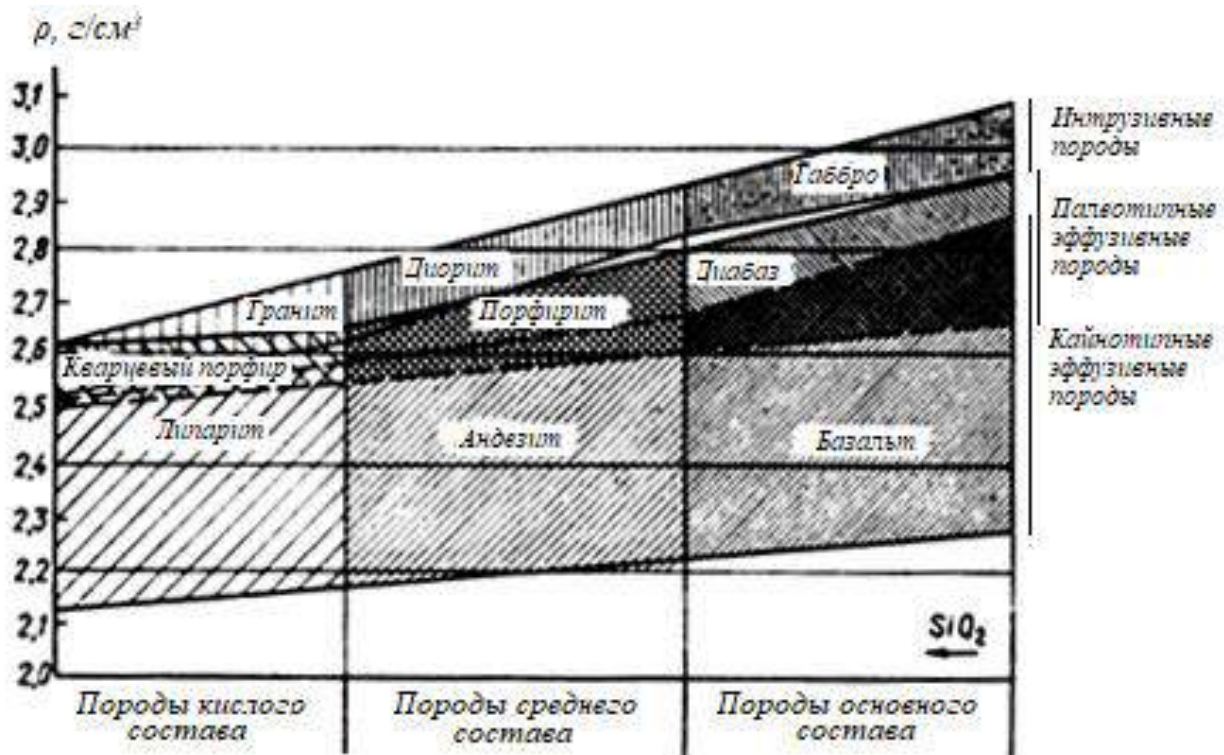


Рис. 4.2 Пределы изменения плотности магматических пород

Важнейшими классификационными признаками магматических пород при их инженерно-геологической типизации являются условия формирования, строение, минеральный состав. По этим признакам они и систематизированы в инженерно-геологической классификации. Группа магматических грунтов разделяется на две подгруппы: интрузивную и эффузивную. Такое подразделение подчеркивает значимость условий кристаллизации расплава в формировании инженерно-геологических особенностей магматиков, отражает условия их залегания в земной коре и учитывает структурно-текстурные признаки.

Метаморфические грунты. Под метаморфизмом горных пород понимают существенные изменения их минерального состава, структуры и текстуры, происходящие под воздействием внутренних

эндогенных процессов в земной коре с сохранением твердого состояния породы, без заметного расплавления или растворения.

По мнению Бража М. Даса [1], метаморфизм — это процесс изменения состава и структуры каменистых горных грунтов при высоких температурах и давлениях. В ходе метаморфизма образуются новые минералы, а частицы минералов удлиняются, образуя листовидную структуру. Обычно метаморфические породы состоят из большого количества кварца и полевого шпата.

Изменение горных пород в процессе метаморфизма происходит под воздействием температуры, давления, жидких поровых растворов или газов, просачивающихся через породу. Метаморфизм представляет собой сложное физико-химическое явление. Все перечисленные факторы играют в нем важную роль и комплексно воздействуют на горные породы.

Физико-механические свойства метаморфических горных пород во многом близки магматическим, что обусловлено наличием у них жестких, преимущественно кристаллизационных связей. Все метаморфические породы, не будучи измененными, имеют прочность, значительно превышающую нагрузки, существующие в строительной практике. В пределах реальных строительных нагрузок они деформируются как квазиупругие тела. Метаморфические породы практически водонепроницаемы и, за исключением карбонатных разностей, не растворяются в воде. Деформации и фильтрация в массивах этих пород происходят по трещинам и могут быть значительными в выветрелых зонах.

Вместе с тем метаморфические породы несколько отличаются от магматических. Эти отличия целиком определяются особенностями их генезиса. Для всех метаморфических пород характерна анизотропия свойств, обусловленная сланцеватой текстурой. Прочностные характеристики пород значительно ниже вдоль сланцеватости, чем перпендикулярно ей. Сланцеватостью определяются и значительная выветриваемость этих пород, а также пониженная устойчивость на природных склонах и в бортах искусственных выработок. Многие метаморфические породы образуют при выветривании тонкоплитчатые и листоватые весьма подвижные осыпи. Особенно характерны они для пород низких ступеней метаморфизма. В целом инженерно-

геологические свойства метаморфических пород определяются типом и интенсивностью метаморфических процессов.

Осадочные сцементированные грунты. Согласно Браже [1], образующиеся в результате процессов гравий, песок, ил и глины могут уплотняться под давлением и цементироваться окисью железа, кальцитом, доломитом и кварцем. Вяжущие вещества могут быть вызваны грунтовыми водами. Они заполняют пространство между частицами, образуя осадочные породы. Образовавшиеся таким образом породы называются зернистыми осадочными породами.

Все зернистые горные породы имеют зернистую структуру. У всех обломочных скал есть обломочная структура. В табл. 4.1 представлены зернистые, структурно-зернистые породы.

Таблица 4.1.

Название осадочной породы в зависимости от размера частиц

Размер частиц	Осадочные породы
Гранулирован или большой (размер частиц 2-4 мм или более)	Конгломерат
Песок	Песчаник
Пыль или глина	Алевролит и аргеллит

Обломочные сцементированные грунты. Группа обломочных горных пород с жесткими кристаллизованными связями весьма обширна и включает образования различного гранулометрического состава, от конгломератов до аргиллитов. Инженерно-геологические свойства их зависят, прежде всего, от состава цементирующего вещества, количества цемента и его типа. Наиболее распространенными цементами являются кварцевый, железистый, карбонатный и глинистый. Гораздо реже встречаются породы, среди них – кварцевый и железистый цементы. Обычно их прочность и устойчивость не меньше прочности цементируемых зерен, а в ряде случаев превышает последнюю. Карбонатный цемент также обладает высокой прочностью, но растворяется в воде. При оценке физико-механических свойств сцементированных пород особенно важно учитывать высокую растворимость сульфатного и галоидного цемента. Глинистый цемент мало прочен. Только в породах, претерпевших сильный катагенез,

глинистое вещество может начать перекристаллизовываться и прочность таких пород повышается.

Жесткие структурные связи формируются в осадочных продуктах в процессе катагенеза в результате воздействия на дисперсный осадок повышенного давления, температуры, подземных вод и поровых растворов. В процессе катагенеза происходят уплотнение пород, отжатие из них воды, изменяются физико-химические условия, выпадают в осадок карбонатное, кремнистое и другие вещества, изменяется минеральный состав. Катагенез – сложный геологический процесс, исследованию которого в петрографии осадочных пород и грунтоведении придается очень большое значение. С инженерно-геологической точки зрения важно отметить, что в результате катагенеза увеличивается плотность осадочных пород, уменьшается их пористость, изменяется характер водопроницаемости, увеличиваются значения показателей физико-механических свойств. В конечном итоге, осадочные горные породы приобретают новое качество – становятся скальными грунтами.

Ведущая роль в формировании физико-механических свойств осадочных пород в процессе катагенеза принадлежит гравитационному уплотнению и сопровождающим его процессам, в первую очередь, дегидратации. В результате дегидратации из поровых вод выделяется цементирующее вещество (кремнезем, карбонат кальция и др.). Порода приобретает высокую прочность. Очень важную роль играют тектонические процессы, в ходе которых породы могут испытывать высокое одностороннее давление (стресс) и приобретать новые свойства.

Преобразование осадочных пород при катагенезе происходит в несколько стадий. Для каждой из них характерны свои изменения структуры, состава и свойств пород.

Обломочные породы в зависимости от размера составляющих частиц могут быть подразделены на крупнообломочные (конгломераты, гравелиты, брекчии), мелкообломочные (различные песчаники), пылеватые и глинистые (алевролиты и аргиллиты). Среди крупнообломочных сцементированных пород наиболее известны конгломераты, мощные толщи которых образуются в эпоху горообразования. Они известны среди отложений практически всех

стратиграфических систем, начиная с раннего палеозоя. Наиболее обстоятельно изучены конгломераты в связи с гидротехническими сооружениями в бассейне Верхнего Амура и в Средней Азии.

Четвертичные конгломераты в бассейне р. Нарын имеют различный цемент (известковый, известково-глинистый, известково-железистый), благодаря чему величина временного сопротивления сжатию колеблется в широких пределах (от 3 до 25 МПа). Конгломераты неморозостойки. После трех циклов попеременного замораживания и оттаивания водонасыщенных образцов цемент разрушался. Сухие конгломераты при разработке строительного котлована сохраняли устойчивые вертикальные откосы.

Песчаники принадлежат к наиболее распространенной в земной коре группе обломочных горных пород, весьма разнообразной по составу, структуре и текстуре. Среди морских платформенных отложений по минеральному составу преобладают кварцевые песчаники. Для геосинклинальных и орогенных образований характерны песчаники полиминерального состава, плохо отсортированные, преимущественно со слабоокатанными зернами. По величине зерен и соотношению фракций среди песчаников различают однородные (крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые) и разнородные, т.е. разнородные разновидности. Цемент песчаников также может быть самым разнообразным и по составу (кварцевый, карбонатный, железистый и др.). Все эти факторы влияют на физико-механические свойства песчаников и обуславливают большое различие в их величинах (рис. 4.3).

В большинстве случаев алевролиты и аргиллиты в инженерно-геологической практике оцениваются как породы, обладающие худшими показателями, чем песчаники. Объясняется это четко выраженной слоистостью пылеватых и глинистых пород и благодаря этому большой анизотропностью их свойств. По базальным поверхностям алевролиты и аргиллиты легко выветриваются, часто образуют подвижные осыпи на склонах. Вместе с тем массивные алевролиты могут приближаться по прочности к крепким песчаникам и даже превосходить их.

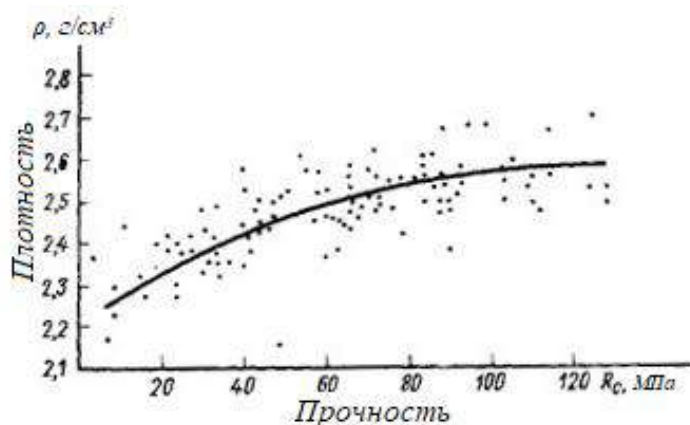


Рис. 4.3. Взаимосвязь прочности и плотности песчаников и алевролитов

Химически осажденные и биохимические (органогенные) грунты. Химические и органогенные сцементированные породы образуются в водных бассейнах путем выделения из воды растворенного вещества химическим, биохимическим или смешанным путем. Как правило, они имеют жесткие кристаллизационные структурные связи и по физико-механическим свойствам входят в класс скальных грунтов. Однако свойства их изменяются в зависимости от степени литификации в широком диапазоне. Присутствие ионных структурных связей понижает водопрочность пород, с преобладанием их растворимость возрастает. По этому важнейшему инженерно-геологическому показателю грунты разделяются на четыре типа: 1) кремнистые, практически не растворимые в воде; 2) карбонатные, растворимость которых в воде составляет десятки и сотни миллиграммов на литр и повышается в присутствии агрессивной углекислоты; 3) сульфатные, растворимость которых достигает граммов на литр и повышается в присутствии хлористого натрия; 4) галоидные, с растворимостью сотни граммов на литр. Помимо химического состава растворимость этих пород зависит от структуры и текстуры породы, ее проницаемости, скорости и характера движения воды, ее температуры и химического состава и других факторов.

Кремнистые грунты. Кремнистые породы широко распространены среди отложений мелового и палеогенового возраста. Они образовались в шельфовых зонах морских бассейнов, в условиях, когда на пенепленизированных континентальных равнинах, благодаря теплomu гумидному климату, активно протекали процессы химического выветривания, и в моря выносилось огромное количество кремнекислоты. Основная ее часть поступала в морские бассейны в

виде истинных растворов и способствовала бурному расцвету диатомей, скелетные остатки которых явились основным породообразующим материалом для формирования кремнистых пород. Некоторая часть кремнезема поступала в водоемы седиментации в виде геля, старение которого сообщало породам некоторую структурную прочность уже в начальные стадии диагенеза.

Карбонатные грунты широко распространены в земной коре. Они образуются в различных физико-географических условиях и геолого-структурных зонах, встречаются практически на всех стратиграфических уровнях.

Инженерно-геологическому изучению карбонатных пород уделяется большое внимание не только потому, что они довольно часто встречаются при строительстве, но и в связи с их способностью карстоваться. Детальное изучение закарстованных толщ проводится в связи с гидротехническим, дорожным, промышленно-городским строительством, с разработкой месторождений полезных ископаемых и строительством подземных сооружений.

Наиболее широко среди карбонатных пород распространены известняки и доломиты, значительно реже встречается мел (рис. 4.4), хотя местами он и образует большие залежи. Помимо чистых разновидностей известно много смешанных типов.

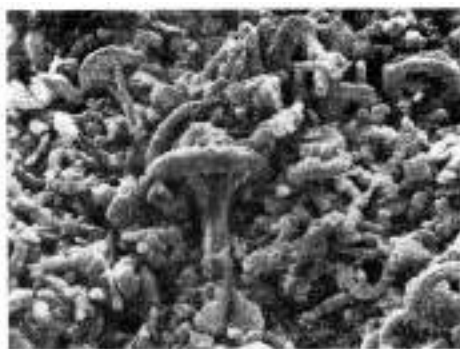


Рис. 4.4. Микростроение писчего мела (x5000)

Сульфатные и галоидные грунты. Сульфатные (гипс, ангидрит) и галоидные (галит, сильвинит, карналлит) породы образуют самостоятельные крупные тела, преимущественно в районах передовых прогибов: Предуральского, Предкавказского и др. В большинстве других случаев они присутствуют в виде линз и прослоев.

Искусственные скальные грунты. Скальные грунты в условиях естественного залегания всегда разбиты трещинами. Трещиноватость снижает прочность грунтов, увеличивает их деформируемость и водопроницаемость. Для придания трещиноватым грунтам монолитности, повышения их несущей способности и уменьшения водопроницаемости используют различные вещества, которые заполняют пустоты и трещины в породах. Наиболее часто для этой цели используют тампонирующее трещиноватых горных пород цементными и цементно-грунтовыми растворами, заполнение трещин битумом. В особо сложных случаях трещины тампонируют жидким стеклом (силикатизация грунтов). Выбор способа закрепления зависит от того, какую задачу следует решить (например, только понизить водопроницаемость или одновременно увеличить прочность), а также от состава и строения закрепляемых грунтов.

Наиболее часто в строительстве применяется способ цементации грунтов, как наиболее технологичный, дающий надежные результаты. Практически во всех случаях, когда на скальных грунтах возводятся плотины, в основании их создаются так называемые цементационные завесы. При этом достигаются снижение водопроницаемости до 0,02-0,03 л/мин (при начальных величинах более 2-3 л/мин) и повышение модуля деформации пород в 1,5-2 раза.

Ряд преимуществ и недостатков имеет и способ битумизации, т.е. нагнетание в грунт через скважины горячего битума. Битум не боится агрессивности подземных вод, он не выносится из трещин даже при значительных скоростях водного потока, когда применение глинисто-цементных растворов практически невозможно. Битумизация особенно эффективна при закреплении закарстованных карбонатных пород. Однако данный способ не применяется в породах, нарушенных тонкими трещинами, с коэффициентами фильтрации менее 60 м/сут. Кроме того, применение горячего битума создает производственные трудности и удорожает технологический процесс. Следует также упомянуть, что битум пластичен и при длительном действии нагрузок выдавливается из трещин.

Для закрепления грунтов с низкой водопроницаемостью, таких как трещиноватые алевролиты, мергели и другие, применяют способ силикатизации – нагнетание в трещины химических гелеобразующих

растворов (жидкого стекла) и различных отвердителей. Созданные на этой основе тампонажные растворы обладают высокой проницаемостью, а затвердевшие гели устойчивы к агрессивным подземным водам. Методы силикатизации просты в технологическом отношении, но использование их ограничивается высокой стоимостью применяемых веществ.

Выбор метода закрепления дисперсного грунта зависит от его минерального и гранулометрического состава, размера пор. Крупнообломочные грунты, химически инертные и крупнопористые, хорошо закрепляются цементными растворами. Для упрочнения песчаных грунтов, помимо цемента, применяют известкование, силикатизацию, карбамидные смолы. Труднее всего ввести вяжущие вещества в лёссовые и глинистые грунты, т.е. породы с очень мелкими порами практически растворонепроницаемые. В условиях естественного залегания для закрепления таких грунтов используют жидкое стекло, фурфуроланилиновую смолу, акрилаты и другие полимеры.

В случаях, когда введение химических реагентов не может быть достигнут из-за некоторых особенностей грунта (определенного состава обменных ионов, рН и т.д.) применяют методы, основанные на приложении к грунту различных физических полей, в первую очередь электрического и температурного. В первом случае упрочнение достигается в результате электрохимических процессов, во втором, в зависимости от практических задач, грунт подвергают либо обжигу, либо замораживанию. Метод замораживания, в частности, широко используется при строительстве шахтных стволов и тоннелей в водонасыщенных песках и плывунах.

4.3. Дисперсные грунты

Обломочные (несвязанные) грунты. Осадочные обломочные нецементированные грунты образовались под воздействием процессов выветривания и денудации на тех стадиях, когда агенты физического выветривания преобладали над агентами химического выветривания. В силу этого породы, входящие в эту группу грунтов, имеют две важнейшие особенности: 1) они в основном состоят из обломков горных пород и первичных минералов, малоизмененных в процессе

выветривания; 2) связи между обломками пород и отдельными зернами минералов в сухом состоянии или очень слабые, или практически отсутствуют, вследствие чего многие разности этих пород могут рассматриваться как сыпучие грунты.

Для всех их разновидностей характерны вполне определенные общие инженерно-геологические особенности. Так, в подавляющем большинстве случаев они имеют значительную величину пористости при преобладании крупных пор, что обуславливает большую водопроницаемость этих грунтов. Они обладают значительным внутренним трением, слабо уплотняются под статическими нагрузками и, наоборот, сильно уплотняются при динамических нагрузках. Несвязанные грунты достаточно хорошо выдерживают нагрузку сооружений как в сухом, так и во влажном состоянии (за исключением отдельных случаев).

Обломочные нецементированные грунты подразделяются на две подгруппы. Первая из них объединяет крупнообломочные, вторая – мелкообломочные (песчаные) грунты.

Крупнообломочные грунты. Крупнообломочные грунты состоят в основном из окатанных или угловатых обломков размером более 2 мм, имеющих преимущественно полиминеральный состав. Эти обломки составляют более 50% грунта (в процентах от массы воздушно-сухого грунта). По крупности слагающих обломков крупнообломочные грунты подразделяются на валунные и каменистые (глыбовые), галечниковые и щебенистые, гравийные и дресвяные.

Крупнообломочные грунты широко распространены в горно-складчатых районах, где слагают мощные (до несколько десятков метров) толщи аллювиальных, пролювиальных (прежде всего селевых образований) и гравитационных (осыпных, обвальных, обвальноподолзневых и др.) отложений. Столь же широко они развиты в пределах щитов древних платформ. Здесь они слагают разрезы элювиальных, аллювиальных, водно-ледниковых, ледниковых и гравитационных отложений. Очень часто крупнообломочные грунты встречаются в разрезах прибрежно-морских образований, развитых в различных структурно-тектонических зонах. Кроме того, локальное развитие имеют озерные крупнообломочные грунты.

Гранулометрический состав этих грунтов, определяемый геолого-структурным положением района, характером размываемых пород и генезисом отложений, достаточно разнообразен. Каждый из выделенных типов по составу может быть представлен как однородными, так и неоднородными грунтами. К первому относятся крупнообломочные грунты с небольшим количеством мелкозернистого заполнителя и невысоким коэффициентом неоднородности, ко вторым – грунты, содержащие существенную примесь песчаного, суглинистого или глинистого заполнителя.

Наличие или отсутствие песчано-глинистого заполнителя – важнейшая характеристика состава крупнообломочных грунтов. Это обусловлено тем, что наличие заполнителя пор резко сказывается на инженерно-геологических особенностях всех типов крупнообломочных грунтов. В случае, когда они не содержат мелкозернистого материала, они обладают высокой водопроницаемостью, причем движение воды нередко носит турбулентный характер. Крупнообломочные грунты с заполнителем могут иметь небольшую водопроницаемость, величина которой будет определяться составом самого заполнителя. Присутствие заполнителя, особенно глинистого, будет также снижать прочностные свойства крупнообломочных грунтов. Поэтому при изучении крупнообломочных грунтов необходимо в первую очередь выделить в качестве основных разновидностей валунные (каменистые), галечниковые (щебенистые) и гравийные (дресвяные) грунты с заполнителем и грунты без заполнителя.

При наличии в крупнообломочных грунтах песчаного заполнителя (рис. 4.5) в количестве более 40% (по массе воздушно-сухого грунта) или супесчаного, суглинистого или глинистого более 30% в наименовании крупнообломочного грунта должны, в соответствии с ШНК II-15-07, приводиться наименование вида заполнителя и характеристика его состояния.

Химико-минеральный состав крупнообломочных грунтов определяется в основном характером размываемых горных пород и климатическими условиями района, залегания толщ. Первый из этих факторов целиком определяет петрографический состав крупнообломочной части грунта, второй – степень засоленности грунта, рН среды и во многом степень выветрелости крупных обломков.

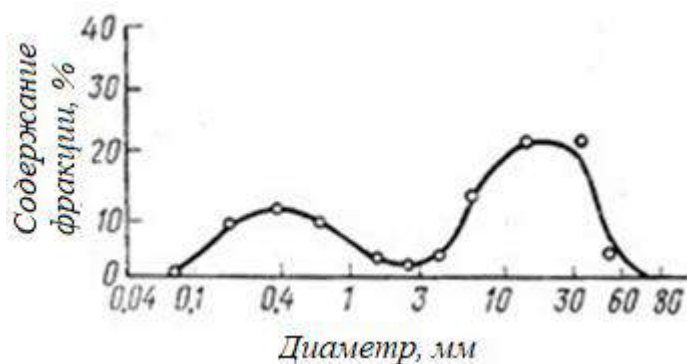


Рис. 4.5. Кривая распределения крупности частиц гравийно-песчаного грунта с заполнителем

Крупнообломочные грунты, не содержащие заполнитель, являются незасоленными во всех районах. Наличие песчаного, песчано-глинистого и глинистого заполнителя может обуславливать наличие в крупнообломочных грунтах простых солей, причем в южных районах страны в значительных количествах. При содержании песчаного заполнителя в количестве менее 40% или глинистого 30% крупнообломочный грунт относится (в соответствии с ШНК II-15-07) к засоленным, если суммарное содержание легко- и среднерастворимых солей равно или более 2% от массы воздушно-сухого грунта. Если заполнитель песчаный и его количество превышает 40%, то к категории засоленных относятся грунты с содержанием указанных видов солей 0,5% и более. При наличии одного глинистого заполнителя, содержащегося в количестве более 30%, минимальное суммарное количество легко- и среднерастворимых солей в засоленном крупнообломочном грунте возрастает до 5%.

Следует подчеркнуть, что крупнообломочные грунты, содержащие более 10% песчано-глинистых частиц и подвергшиеся воздействию процессов выветривания, необходимо характеризовать по степени выветрелости. Если величина коэффициента выветрелости не превышает 0,5, то крупнообломочные грунты относятся к невыветрелым. Если она изменяется от 0,5 до 0,75 включительно, грунты слабовыветрелые. К сильновыветрелым относятся крупнообломочные грунты с коэффициентом выветрелости 0,75-1.

Естественная влажность крупнообломочных грунтов изменяется от 1-2 до 25-30%, редко выше. При этом в подавляющем большинстве случаев влажность скелетной (грубообломочной) части грунта практически постоянна и ничтожна по величине. Поэтому влажность крупнообломочных грунтов (валовая влажность) определяется главным

образом степенью заполнения пор водой в грунтах без заполнителя или влажностью песчано-глинистого заполнителя.

Степень влажности крупнообломочных грунтов также изменяется в широких пределах. У маловлажных грунтов она не превышает 0,5, у влажных – колеблется от 0,5 до 0,8 включительно, у водонасыщенных – она более 0,8.

Форма обломков, характер их поверхности и степень окатанности также достаточно разнообразны и зависят в основном от генезиса и продолжительности обработки материала в процессе транспортировки. Крупнообломочные грунты аллювиального и морского генезиса, как правило, хорошо окатаны. Водно-ледниковые и особенно ледниковые крупнообломочные грунты имеют существенно меньшую окатанность. Совершенно неокатанными являются элювиальные крупнообломочные образования.

Плотность твердых частиц крупнообломочных пород чаще всего составляет 2,65-2,70 г/см³. У грунтов, содержащих значительное количество обломков основных и ультраосновных пород или целиком состоящих из них, величина этого показателя возрастает и может составлять 3,0-3,3 г/см³.

Плотность скелета крупнообломочных грунтов изменяется в широком диапазоне. У галечников и гравийных грунтов, не содержащих большого количества заполнителя, она чаще всего составляет 1,65-1,90 г/см³. При наличии в порах песчаного и глинистого заполнителя величина этого показателя нередко превышает 2,0 г/см³ и может достигать 2,15-2,20 г/см³. Пористость крупнообломочных грунтов обычно не превышает 40%. При наличии в порах уплотненного заполнителя она нередко снижается до 25-30%.

Отличительная особенность крупнообломочных грунтов – их высокая водопроницаемость. Коэффициент фильтрации в чистых валунных и валунно-галечниковых грунтах составляет сотни метров в сутки, а в отдельных случаях в аллювиальных отложениях может превышать тысячу метров в сутки. Наличие заполнителя, даже песчаного, в крупнообломочных грунтах существенно снижает их водопроницаемость. Особенно резко (до первых метров в сутки) она снижается при наличии глинистого заполнителя.

Величина коэффициента бокового расширения (Пуассон) крупно-

обломочных элювиальных грунтов составляет 0,20-0,33. Она закономерно возрастает в этом интервале при увеличении коэффициента выветрелости обломков от 0,25 до 2.

Мелкообломочные (песчаные) грунты. Песчаные грунты характеризуются преобладанием мономинеральных частиц размером 0,05-2 мм. Количество глинистых частиц в них не превышает 5%. В сухом состоянии они представляют типичные сыпучие тела, во влажном - приобретают небольшую связность. Некоторые представители песчаных грунтов, будучи насыщенные водой, обладают плавунными свойствами.

Инженерно-геологические особенности песчаных грунтов (в частности, величина водопроницаемости и сопротивление сдвигу) сильно изменяются при наличии или отсутствии в них гравийно-галечниковых и пылеватых частиц, а также в зависимости от крупности самих песчаных зерен. Поэтому показатели, характеризующие особенности состава песчаных грунтов, приняты для подразделения их на типы, в качестве которых обособлены гравелистые, чистые и пылеватые пески. Кроме того, к песчаным грунтам отнесены и супеси легкие, в которых преобладают песчаные частицы, а содержание глинистой фракции составляет 3-5%.

Гранулометрический состав песков достаточно разнообразен. Его особенности определяются тектоническим положением и режимом района, составом слагающих его пород, климатическими условиями и генезисом песчаных отложений. Пески гравелистые, крупные и средней крупности наиболее широко распространены в горно-складчатых районах, где они встречаются в разрезах отложений разного генезиса (аллювиальных, пролювиальных, гравитационных, водно-ледниковых и др.). Они широко развиты также в пределах подвижных платформ (Сибирская платформа) и щитов устойчивых платформ (например, Балтийский щит Восточно-Европейской платформы). В пределах плит древних устойчивых и особенно молодых платформ, наоборот, широко распространены более дисперсные разности – средней крупности, мелкие и пылеватые. Более грубые по составу пески в этих районах приурочены главным образом к толщам флювиогляциальных, моренных и образовавшимся за счет их размыва аллювиальным и местами морским и даже озерным образованиям. В толще аллювиальных

отложений эти разности песков часто слагают лишь самые низы разреза (фацция перлювия), а выше залегают достаточно однородные средние, мелкие и пылеватые пески (русловая, а нередко и пойменная фацции).

Зависимость *гранулометрического состава* песков от их генезиса наиболее ярко проявляется в пределах единой области сноса и аккумуляции. Например, во многих районах, подвергшихся в четвертичное время материковым оледенениям, наиболее грубыми по составу являются флювиогляциальные пески. Более молодые по возрасту аллювиальные пески, образовавшиеся за счет размыва и переотложения рекой более древних флювиогляциальных отложений, являются, как правило, более однородными и более дисперсными. Прибрежно-морские пески, формирующиеся в районе впадения реки в морской бассейн, являются более дисперсными.

Минеральный состав песков также неодинаков. В их составе встречаются многие минералы, но лишь 25-30 из них присутствуют в практически значимых количествах. По данным Гроута, средний минеральный состав песчаных грунтов следующий: кварц – 70%, полевые шпаты – 8, кальцит – 7, доломит – 3, хлорит – 1, остальные минералы – 11%. Эти данные говорят о том, что кварц и полевые шпаты играют наибольшую роль в составе песков.

В большинстве районов СНГ песчаные грунты не засолены. Содержание легко- и среднерастворимых солей в них составляет сотые доли процента. Однако в южных районах СНГ нередко встречаются засоленные разности песков, содержащие более 0,3% легкорастворимых солей. Они могут быть представлены как континентальными, так и морскими образованиями. Генезис засоления в них различен. В толщах морских песков развиты сингенетичные пескам соли, которые сформировались на ранних стадиях диагенеза толщи в аридных условиях (такие пески развиты, например, по побережью Каспийского моря). В толщах аллювиальных, пролювиальных и других типов песков повышенное содержание солей обусловлено, как правило, континентальным засолением, связанным с повышением уровня подземных вод вследствие естественных или антропогенных причин.

Влажность песков изменяется от 1-2 до 25-30%. В верхней части разреза (выше капиллярной каймы) пески обладают небольшой влажностью – 1-5%. В зоне капиллярного увлажнения влажность песков

закономерно увеличивается и достигает максимума у уровня грунтовых вод. В зоне насыщения весовая влажность обычно составляет 25-30% (объемная влажность песков, по данным П.И.Фадеева, чаще всего составляет 36-40%, иногда она возрастает до 50-53%). По физическому состоянию вода в песках и легких супесях относится к капиллярной и гравитационной. В большинстве районов поровая влага песков не содержит сколь-нибудь значительного количества солей. Однако в аридных районах поровые воды часто сильно минерализованы (вплоть до рассолов). Высокая минерализация характерна и для подземных вод, заключенных в песках, развитых по берегам морей.

Плотность твердых частиц наиболее широко распространенных песчаных грунтов, не содержащих легкорастворимых солей и органических веществ и имеющих кварцевый или полевошпатово-кварцевый состав, чаще всего составляет 2,65-2,66 г/см³. Присутствие легкорастворимых солей и особенно органических веществ резко снижает величину этого показателя (до 2,55-2,60 г/см³, иногда и ниже). Повышенное содержание тяжелых минералов обуславливает возрастание плотности твердых частиц песков (до 2,70 г/см³, иногда и выше).

Плотность скелета песчаных грунтов изменяется в более широком диапазоне: от 1,45-1,50 до 1,80-1,85 г/см³ и очень редко выше. У песков, содержащих значительную примесь органических веществ, она может снижаться до 1,20-1,35 г/см³. В разрезах песков всех генетических типов значение этого показателя чаще всего составляет 1,55-1,75 г/см³. У неоднородных, разнотернистых песков величина плотности скелета обычно выше.

Общая пористость песков изменяется от 25-30 до 50-55%. Наиболее часто ее значение колеблется в пределах 35-45%. Величина пористости обычно возрастает по мере увеличения дисперсности песчаных грунтов. Например, среднеарифметическое значение пористости крупных песков в разрезе современного р.Надым (север Западно-Сибирской плиты) составляет 39%, песков средней крупности – 41%, мелких – 42%, пылеватых – 45%, легких супесей – 50% (аналогичная закономерность характерна и для разрезов аллювия надпойменных террас). Размер пор в песчаных грунтах, наоборот, уменьшается при возрастании их дисперсности: средний размер у

аллювиальных среднезернистых песков Мещерской низменности составляет, по П.И.Фадееву, 88 мкм, а у легких супесей – 48 мкм. Увеличение степени неоднородности песков также приводит к уменьшению размера пор.

Специфические свойства песчаных грунтов – их относительно высокая водопроницаемость. Коэффициент фильтрации пылеватых песков обычно не превышает 1 м/сут. У песков мелко- и среднезернистых он составляет 1-5 и 5-25 м/сут соответственно. Его величина у песков крупнозернистых может достигать 40-50 м/сут. Наибольшее значение коэффициента фильтрации характерно для песков гравелистых – до 80-100 м/сут, а в отдельных случаях и более.

Высота капиллярного поднятия в песках ее величина составляет 3-12, в среднезернистых – 15-35, мелкозернистых -35-100 см. В супесях высота капиллярного поднятия возрастает до 1-1,5 м. Следует подчеркнуть, что пески одинакового гранулометрического состава и сложения, имеющие разный генезис, отличаются по высоте капиллярного поднятия весьма незначительно.

Сжимаемость песчаных грунтов ниже, чем связанных. Под влиянием статических нагрузок они уплотняются очень слабо. Воздействие же динамических нагрузок вызывает интенсивное виброуплотнение песчаных грунтов, особенно песков рыхлого и среднего по плотности сложения.

Модуль деформации песчаных грунтов изменяется от 10 до 45-50 МПа. Он закономерно снижается с увеличением дисперсности песка и уменьшением его плотности.

Сопротивление сдвигу песчаных грунтов существенно выше по сравнению с глинистыми и лёссовыми. Оно закономерно возрастает с уменьшением дисперсности и увеличением плотности песков. Прочность песков в откосах, через который фильтруется вода, снижается на 15-30%. Основной причиной этого является воздействие гидродинамического давления, стремящегося передвинуть частицы вниз по откосу.

Специфические свойства песчаных грунтов – плывуность, или способность водонасыщенных песков и супесей переходить в разжиженное состояние при вскрытии их горными выработками. Это явление чаще всего происходит под влиянием гидродинамического

давления фильтрационного потока. К такому же итогу – разжижению песков и переходу их в подвижное состояние – приводит воздействие динамических нагрузок на песчано-коллоидные тиксотропные грунты. Последние достаточно широко встречаются среди аллювиальных отложений, особенно старинных, в толщах дельтовых, лагунных и озерных песков.

4.4. Глинистые и пылеватые (лёссовые) грунты

Глинистые и пылеватые грунты сформировались под влиянием процессов выветривания и денудации, когда наряду с агентами физического выветривания активно действовали агенты химического выветривания. Благодаря этому сформировались высокодисперсные грунты, содержащие вторичные образования – глинистые минералы. Эти грунты существенно отличаются по своим особенностям от крупнообломочных и песчаных. Наиболее характерной их чертой является резкое изменение прочности при взаимодействии с водой: в сухом состоянии связанные грунты имеют высокую прочность, с ростом влажности совсем теряют прочность и переходят в текучее состояние. Пористость связанных грунтов, как правило, высокая. Но, несмотря на это, величина их водопроницаемости незначительная, так как среди пор преобладают микропоры.

В общей классификации глинистые и пылеватые (лёссовые) грунты обособлены в самостоятельные подгруппы. Это обусловлено различием их состава и главное – поведением при увлажнении: глинистые грунты при этом набухают, многие разновидности лёссовых грунтов дают просадку.

Пылеватые (лёссовые) грунты. В подгруппу лёссовых грунтов следует относить пылевато-глинистые грунты, содержащие более 50 % пылеватых (размером 0,05-0,005 мм) частиц, легко - и среднерастворимые соли и карбонаты кальция. Лёссовый грунт - однородный, в природном залегании преимущественно макропористый, в маловлажном состоянии способен сохранять вертикальный откос. При замачивании маловлажный лёссовый грунт проседает, легко размокает и размывается, а при полном водонасыщении может переходить в плавучее состояние. Среди них выделяются лёссы и лёссовидные

грунты. Первые являются наиболее типичными представителями грунтов этой подгруппы. Они очень однородные, макропористые, обычно карбонатные, как правило, просадочные. Лёссовые грунты занимают как бы промежуточное место между лёссами и глинистыми грунтами. Поэтому свойства, характерные для лёссовых грунтов, у них выражены менее четко, чем у лёссов: эти породы часто не просадочные.

Грунты этой подгруппы распространены очень широко. Они встречаются на всех континентах, но особенно в Европе, Азии и Америке. Общая площадь, занятая лёссовыми породами на земном шаре, составляет 13 млн. км². Северная граница их распространения опускается в Европе до 60° с.ш., в Азии она проходит гораздо севернее, а южная граница достигает 28° с.ш. В тропических и субтропических областях они не встречаются.

По условиям залегания лёссовые породы повсеместно занимают покровное положение. Между лёссовой толщей и подстилающими породами может наблюдаться или четко выраженная граница, или постепенный переход.

Мощность лёссовых грунтов колеблется от нескольких сантиметров до десятков и даже сотен метров. В северных районах СНГ, где лёссовые толщи развиты спорадически, их мощность обычно составляет 5-10 м. В районах сплошного распространения (юг Украины, Северный Кавказ) она повышается до 30-50 м и более. Мощные толщи лёссовых пород (до 100-130 м) обнаружены в Средней Азии в межгорных впадинах.

По гранулометрическому составу лёссовые породы представляют собой разнообразные грунты, начиная от пылеватых песков и кончая лёссовидными глинами. Но для всех их разностей характерно высокое содержание пылеватых частиц (как правило, более 50%). Наиболее однородными по гранулометрическому составу являются лёссы. Во всех районах они характеризуются высоким (более 50%) содержанием тонкопесчаных и крупнопылеватых частиц, ничтожным количеством частиц крупнее 0,25 мм и небольшим содержанием глинистой фракции (не более 16%). Лёссовидные породы характеризуются более разнообразным гранулометрическим составом. Среди них выделяются лёссовидные пески, супеси, суглинки и даже глины.

В природных условиях лёссовые породы находятся в агрегированном состоянии. Об этом свидетельствуют данные

микроагрегатного анализа, указывающего на абсолютное преобладание пылеватого материала в составе рассматриваемых пород. Выход глинистых частиц при микроагрегатном анализе составляет обычно 1-2%.

Минеральный состав лёссовых грунтов весьма специфичен. Все представители грунтов этой группы – полиминеральные образования. В их состав входит большое количество минералов, основная масса которых представлена первичными кластическими формами.

В состав крупных фракций лёссовых пород (частицы крупнее 5 мкм) входят более 50 различных минералов, из них лишь 10-15 минералов являются породообразующими, а остальные относятся к аксессуарным. 99-99,8% всех этих минералов представлены минералами легкой фракции (плотность менее 2.75 г/см³). Среди этой сравнительно большой группы минералов главная роль принадлежит кварцу и полевым шпатам; карбонаты, слюды, гипс и другие минералы содержатся в меньшем количестве. В лёссовых грунтах областей предгорий и склонов гор кварц и полевые шпаты содержатся примерно в равных количествах, а в лёссовых образованиях равнин кварц всегда преобладает над полевыми шпатами.

В тонкодисперсных фракциях лёссовых грунтов преобладают гидрослюды, кварц, кальцит, монтмориллонит и каолинит. Остальные коллоидно-дисперсные минералы имеют второстепенное значение и присутствуют обычно в виде незначительных примесей. Самое большое различие в ассоциациях коллоидно-дисперсных минералов наблюдается между лёссовыми грунтами равнин, с одной стороны, и предгорий и склонов – с другой. Так, в пределах низменных равнин в глинистой фракции лёссовых пород главной составной частью являются гидрослюды, монтмориллонит и каолинит, а в горных и предгорных областях – гидрослюды и кварц.

В лёссовых грунтах, наряду с минеральными веществами, содержится *гумус*. Приурочен он к гумусированным прослоям и погребенным почвам, где его содержание достигает 1-2%. В лёссах, залегающих между погребенными почвами, содержание гумуса всегда меньше 1%. Наличие этого соединения, обладающего высокой гидрофильностью и способностью к набуханию, затрудняет проявление просадок в лёссовых грунтах.

Одной из наиболее характерных черт лёссовых грунтов является их карбонатность. В европейской части СНГ количество карбонатов колеблется от 0,1 до 20%, закономерно увеличиваясь с севера на юг (от районов с повышенным увлажнением к засушливым районам). Суммарное содержание углекислой извести ($\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$) в лёссах Западной Европы изменяется от 0 до 35%, причем около 10% из них составляет MgCO_3 . В лёссах Средней Азии содержание карбонатов обычно составляет 15-25%.

В лёссовых грунтах, наряду с труднорастворимыми карбонатами содержатся и другие водорастворимые соединения. Из средне- и легкорастворимых солей в них наиболее широко распространены гипс и хлористый натрий. Кроме того, встречаются Na_2SO_4 , CaCl_2 , MgSO_4 , MgCl_2 , NaNO_3 и Na_2CO_3 , являющиеся легкорастворимыми солями. Общее количество водорастворимых солей, характеризуемое плотным остатком водных вытяжек, в лёссовых грунтах обычно изменяется от 0,02 до 2,6%. В ряде районов Средней Азии содержание легкорастворимых солей достигает 5%. В целом засоленность лёссовых грунтов уменьшается по мере удаления от засушливых районов и морских побережий.

Естественная влажность лёссовых грунтов изменяется в широких пределах – от 1 до 40%. Наиболее часто они колеблются от 5 до 20-25%. Ее величина зависит от климатических и гидрогеологических условий местности. В засушливых районах с глубоким залеганием грунтовых вод (Средняя Азия, юг Украины, Ставрополье) лёссовые грунты имеют, как правило, небольшую естественную влажность (3-15%). В областях с большим количеством атмосферных осадков и неглубоким залеганием грунтовых вод (центр европейской части СНГ, север Украины, Западная Сибирь) влажность лёссовых грунтов (16-35%) обычно выше влажности нижнего предела пластичности.

Между естественной влажностью лёссовых грунтов и их просадочностью существует достаточно тесная взаимосвязь, обычно просадочные лёссы имеют низкую естественную влажность (не выше 15-20%).

Строение лёссовых толщ характеризуется целым рядом специфических черт. К их числу относятся: 1) отсутствие слоистости

или ее плохая выраженность; 2) наличие погребенных почв и гумусированных прослоев (наиболее часто встречаются погребенные почвы степного типа, а также дерново-подзолистые, лугово-черноземные и лугово-болотные); 3) наличие прослоев песка и гравийно-галечникового материала (в предгорных районах Кавказа и Средней Азии), мощность от нескольких сантиметров до первых метров; 4) присутствие в ряде районов (Украина, Кубань и др.) прослоев вулканического пепла мощностью до 1 м; 5) наличие макропор и пустот органического происхождения (кротовин, червеходов и др.); 6) развитие горизонтов конкреций карбонатов, гипса, марганцевых стяжений размером от 2-3 мм до 20 см, редко более; 7) наличие столбчатой отдельности в верхней части естественных разрезов.

Одним из важнейших элементов структурной характеристики лёссовых грунтов является их пористость, характеризующая в общих чертах плотность упаковки частиц и их агрегатов. Ее величина колеблется от 30 до 65%, чаще 45-55%. Такая высокая пористость, наряду с другими причинами, способствует проявлению просадочных свойств лёссовых грунтов при увлажнении.

Для лёссовых грунтов наиболее типично скелетное и скелетно-матричное микростроение. Исследованиями Н.Н.Комиссаровой выяснено, что структурные элементы лёссовых пород имеют сложное строение и представляют собой концентрические глобулярные агрегаты эллипсоидной формы (рис. 4.6), состоящие из первичных минеральных частиц, покрытых «рубашками» из тонкодисперсного вещества.

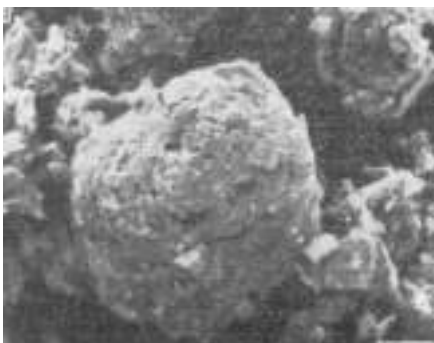


Рис. 4.6. Глобулярный агрегат из лёссового суглинка

Ядро такого агрегата составляют блоки первичного кварца (реже полевого шпата) размером 0,05-0,01 мм. Оно окружено тонкой кальцитовой «дырчатой» оболочкой, на которой располагается поверхностная «рубашка» сложного состава. В ней преобладают

глинистые минералы (гидролюда, монтмориллонит, смешанослойные минералы, в меньшей степени каолинит и хлорит), окислы железа, тонкодисперсный кварц и кальцит (рис. 4.7).

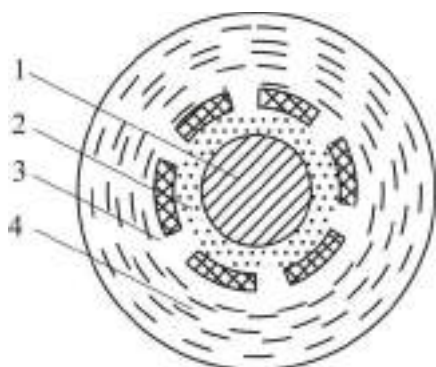


Рис.4.7. Схема строения глобулярного агрегата – основного структурного элемента лёссового грунта (по Н.Н.Комиссаровой):
 1 - кварц; 2 - гель аморфной SiO_2 ;
 3 – CaCO_3 ; 4 – глинистые частицы+ Fe_2O_3 +аморфная SiO_2 +
 CaCO_3 +кварц

Контакты между отдельными структурными элементами лёссовых грунтов осуществляются через глинистые минералы поверхностных «рубашек». Связи имеют в основном ионно-электростатическую природу. Доля контактов, обусловленных карбонатами и другими солями, мала (Минервин, Комиссарова). Благодаря этим связям глобулярные агрегаты объединены между собой в более крупные структурные единицы, размер которых более 0,1 мм. Последние являются неустойчивым элементом структуры лёссовых грунтов. Они легко разрушаются, но отдельные глобулы при взаимодействии грунта с водой обуславливают развитие просадочных явлений.

Свойства лёссовых грунтов. Плотность твердых частиц лёссовых грунтов колеблется от 2,54 до 2,84 г/см³. Наиболее часто она равна 2,60-2,75 г/см³. Среднее ее значение составляет 2,67 г/см³. Наиболее низкие значения этого показателя свойственны гумусированным лёссовым породам (2,54-2,60 г/см³).

Плотность лёссовых грунтов колеблется от 1,33 до 2,03 г/см³. Ее величина, зависящая от влажности, является в известной степени величиной зональной: в засушливых районах плотность имеет меньшее значение по сравнению с плотностью в гумидных областях.

Плотность скелета лёссовых грунтов колеблется от 1,12 до 1,79 г/см³. Наиболее часто она составляет 1,40-1,60 г/см³. Ее величина во многих районах увеличивается с глубиной. Она коррелируется с просадочностью: имеется общая тенденция к понижению

просадочности при плотности скелета лёссовых грунтов более 1,40 г/см³.

Лёссовые грунты характеризуются невысокой пластичностью. Число пластичности лёссов обычно колеблется в пределах 4-10, лёссовидных суглинков – 7-18; лишь у лёссовидных глин, развитых сравнительно нешироко, число пластичности выше (до 25-30).

Одним из наиболее характерных признаков лёссовых грунтов является их низкая водопрочность. Она выражается в их быстром размокании и значительной размываемости. Именно это свойство благоприятствует развитию оврагов в районах распространения лёссовых толщ.

Водопроницаемость лёссовых грунтов изменяется в широких пределах: коэффициент фильтрации колеблется от 0,001 до 8,5 м/сут (обычно менее 0,1-0,5 м/сут). Для этих грунтов характерна анизотропия водопроницаемости: значение коэффициента фильтрации в вертикальном направлении в 1,5-15 раз (иногда и больше) выше, чем в горизонтальном. Кроме того, установлено изменение (уменьшение) коэффициента фильтрации лёссовых грунтов во времени, которое в основном объясняется двумя причинами: набуханием глинистой части пород и явлением кольматации.

Сжимаемость лёссовых грунтов изменяется в широких пределах: величина коэффициента сжимаемости в интервале нагрузок 0,1-0,2 МПа колеблется от 0,05 до 0,67 МПа⁻¹. Она теснейшим образом связана с влажностью пород, а также с их структурными особенностями. Лёссы и лёссовидные грунты, имеющие небольшую естественную влажность, обладают незначительной сжимаемостью: осадка их под нагрузкой очень невелика. Увеличение влажности, а тем более насыщение пород водой резко снижает их сопротивление сжатию.

Величина модуля деформации лёссовых грунтов изменяется от 2-3 до 50-55 МПа. Наиболее высокие значения модуля деформации свойственны породам с влажностью ниже 17-18%. Модуль деформации сильно увлажненных лёссовых пород (с влажностью более 20-25%), как правило, ниже 15 МПа. У пород в водонасыщенном случае меньше 4,5-5 МПа.

Просадочность – типичное свойство лёссовых пород. Оно выражается в их способности уменьшать свой объем при увлажнении, в

результате чего происходят просадка поверхности земли и деформация инженерных сооружений. Максимальные значения коэффициента относительной просадочности лёссовых грунтов на глубине 2-4 м достигает 0,07-0,12.

Сопротивление сдвигу лёссовых грунтов определяется их физическим состоянием: в сухом состоянии его величина значительная, при увлажнении пород она сильно снижается. Величина угла внутреннего трения лёссовых пород, в зависимости от приложенного нормального давления и влажности, изменяется от 5 до 31°, а сцепление – от 0 до 0,04-0,05 МПа. Одной из характерных особенностей лёссовых пород является значительное снижение их сопротивления сдвигу в момент замачивания: угол внутреннего трения уменьшается на 4-8°, величина сцепления также значительно падает.

Глинистые грунты. К глинистым грунтам относятся тонкодисперсные образования, содержащие не менее 55 глинистых частиц. По составу они подразделяются на глины, суглинки и супеси. Среди последних к глинистым грунтам относятся только тяжелые супеси.

Формирование глинистых грунтов происходит в самых различных условиях. По генезису они могут быть элювиальными, делювиальными, пролювиальными, аллювиальными, озерными, морскими, лагунными, озерными и эоловыми. Такое большое разнообразие условий образования глинистых грунтов обуславливает сильную изменчивость их состава, строения и свойства.

Все глинистые грунты состоят из обломочных (песчаных и пылеватых) зерен, главным образом кварцевых по составу, и тонкодисперсных частиц глинистых минералов.

Наиболее сложной по составу является тонкодисперсная составляющая глинистых пород. Она представлена в основном глинистыми минералами, среди которых широко распространены гидрослюда, монтмориллонит, каолинит, смешанослойные и хлорит. С глинистыми минералами связано большинство специфических свойств глинистых пород – их высокая гидрофильность, пластичность, способность к набуханию, ионному обмену и т.д.

Глинистые минералы – чрезвычайно подвижные системы. Они испытывают постоянные преобразования не только в ходе

седиментогенеза, но и на постседиментационных стадиях литогенеза под влиянием изменения климатических, гидрохимических и тектонических факторов.

Различие условий образования глинистых пород приводит к большому разнообразию их строения. По характеру отсортированности материала глинистые толщи могут быть однородными и неоднородными. Последние, в свою очередь, подразделяются на беспорядочно неоднородные и слоистые.

Однородные глинистые толщи формируются обычно в водной среде и неизменном тектоническом режиме. Беспорядочно неоднородное строение характерно для элювиальных, делювиальных, ледниковых и некоторых пролювиальных глинистых образований. Они слагаются, как правило, неслоистой или неяснослоистой глинистой массой, в которой содержатся беспорядочные включения грубообломочного материала, а также линзы и карманы песков и высокодисперсных глин.

Очень часто глинистые отложения имеют горизонтально - слоистое строение. Оно характерно для аллювиальных, озерных, водно-ледниковых, лагунных, морских и пролювиальных образований. Слоистость обычно подчеркивается изменением состава или цвета пород. В зависимости от условия формирования слоистость может быть грубой, тонкой или микроскопической (микрослоистой).

Большое влияние на свойства глинистых пород оказывает характер их микростроения. Среди глинистых отложений можно выделить 8 основных типов микростроения: ячеистое, скелетное, матричное, турбулентное, ламинарное, доменное, псевдоглобулярное и губчатое (рис. 4.8).

Большое разнообразие степени литификации глинистых грунтов обуславливает значительный диапазон изменения их физических, физико-химических и физико-механических свойств.

Среди физических свойств наименее изменчив показатель плотности твердой части глинистых грунтов. Его значение варьирует от 2,53 до 2,85 г/см³. В качестве средних значений при расчетах принято брать для супесей – 2,70, суглинков – 2,71 и глин – 2,74 г/см³.

Значительно большие изменения характерны для плотности глинистых пород, плотности их скелета и показателей пористости.

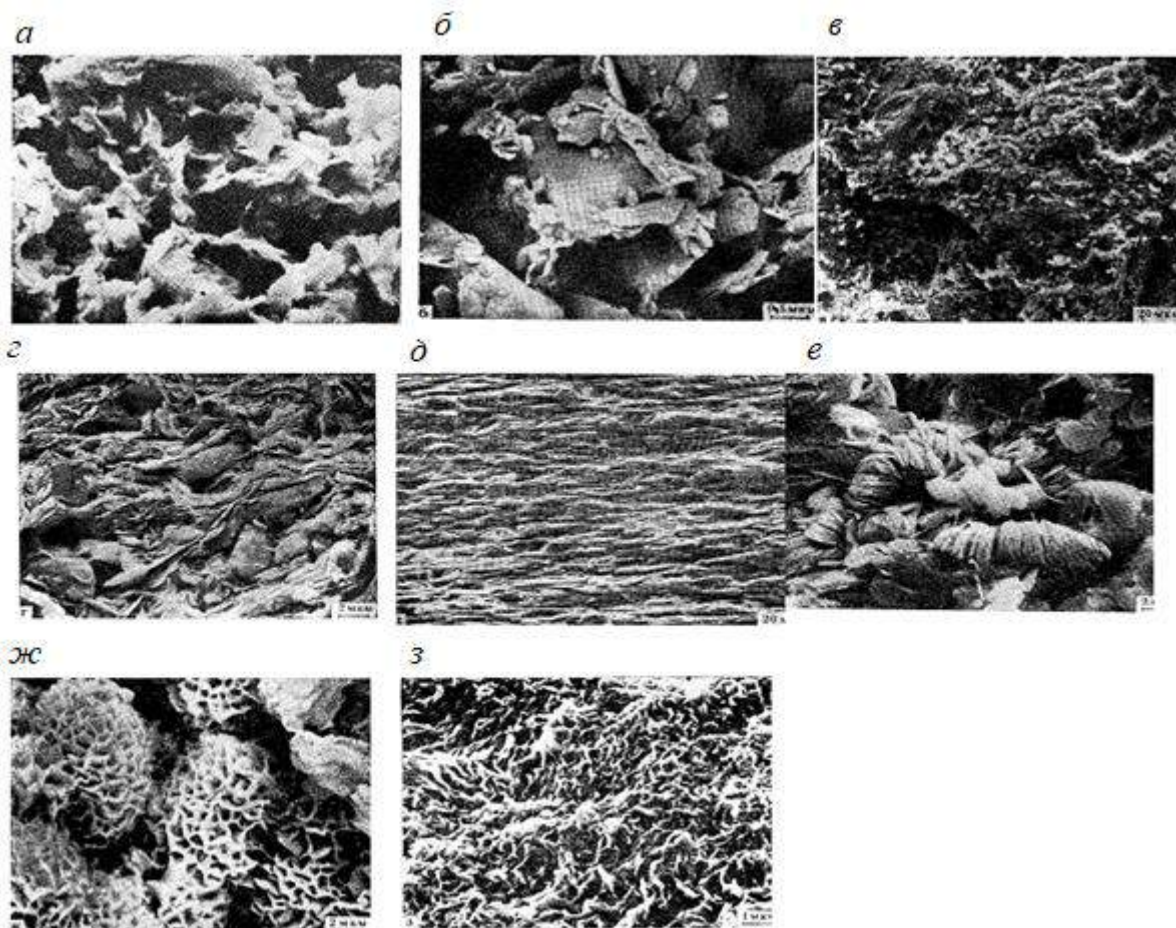


Рис. 4.8. Основные типы микростроения глинистых грунтов:
а-ячеистое, *б*-скелетное, *в*-матричное, *г*-турбулентное, *д*-ламинарное,
е-доменное, *ж*-псевдоглобулярное, *з*-губчатое

Плотность глинистых пород может изменяться от 1,30 до 2,20 г/см³, а плотность скелета – от 0,8 до 1,9 г/см³. Значения пористости варьируют от 22 до 70%, а коэффициент пористости – от 0,30 до 2,2.

Основными факторами, влияющими на значения физических свойств глинистых пород, являются их литологический состав, обусловленный генезисом, и степень литификации. Наибольшей плотностью, как правило, обладают древние глинистые породы, залегающие на значительных глубинах и испытавшие сильное уплотнение. К числу таковых относятся большинство палеозойских, мезозойских и некоторые третичные глины.

С физическими свойствами глинистых пород (плотностью, пористостью) тесно связана их водопроницаемость. При обычных условиях большинство глин и суглинков относится к слабопроницаемым или практически водонепроницаемым породам –

водоупорам. Значения коэффициента фильтрации для них составляют $10^{-3} - 10^{-5}$ м/сут. Это объясняется наличием у глин и суглинков ультракапиллярных пор, полностью перекрытых связанной водой. Фильтрация через такие поры возможна только при превышении начального градиента.

Многие глинистые породы при их увлажнении набухают, а при высушивании – дают усадки, что сопровождается изменением их объема от нескольких до 25-30%, а в некоторых случаях и больше. Развиваемое при этом давление набухания может достигать 1,0-1,5 МПа. При определенных условиях глинистые грунты обладают липкостью, величина которой может достигать 0,02-0,05 МПа.

Водно-физические свойства глинистых грунтов контролируются: а) дисперсностью пород, б) их минеральным составом, в) емкостью обмена и составом обменных катионов, г) составом поровых вод. Кроме того, такие показатели, как набухание, усадка, липкость зависят от состояния породы (ее плотности, влажности) и прочности структурных связей.

Набухание, усадка и липкость глинистых пород в ненарушенном сложении, помимо дисперсности и химико-минерального состава, зависят от степени уплотнения и прочности структурных связей.

Механические свойства глинистых грунтов, как и любых других, характеризуются их деформируемостью и прочностью. Коэффициент сжимаемости может изменяться от целых единиц (у слаболигифицированных глин) до тысячных долей МПа^{-1} (у сильнолигифицированных глин). Модуль общей деформации при этом изменяется от нескольких до 50-60 МПа. Соответственно угол внутреннего трения и сцепление изменяются от $5-10^\circ$ и 0,01-0,05 МПа до $20-36^\circ$ и 0,12-0,06 МПа. Столь широкий диапазон изменения механических свойств глинистых пород объясняется их различным составом, уплотненностью, влажностью и т.д.

Глинистые грунты с коагуляционным типом структуры характеризуются наибольшей сжимаемостью. А глинистые грунты с переходным типом структуры характеризуются значительно меньшей сжимаемостью. Значение коэффициента сжимаемости у них измеряется сотыми долями мегапаскалей, а модуль деформации составляет 15-50 МПа. Среди природных глинистых образований широко

распространены грунты со смешанным (коагуляционным, переходным, цементационным и фазовым) типом структуры. На графике сжимаемости таких пород наблюдается четко выраженная точка перегиба, соответствующая их структурной прочности (прочность фазовых контактов). Поэтому при нагрузках, меньших структурной прочности, коэффициент сжимаемости таких грунтов равен сотым долям МПа^{-1} , а при $\sigma > P_c$ значение коэффициента сжимаемости возрастает до десятых долей МПа .

4.5. Засолённые грунты

Засолённые грунты (почвы, солончаки, солонцы, солоди) характеризуются наличием в поверхностном или более глубоких горизонтах значительных количеств водорастворимых минеральных солей (NaCl , Na_2SO_4 , Na_2CO_3 и др.). Общая площадь, занятая этими почвами, составляет, по Л.И.Прасолову, не меньше 10% территории СНГ, причем на значительной площади (3,4%) они имеют практически сплошное распространение.

К засоленным грунтам следует относить грунты, в которых в соответствии с ГОСТ 25100 содержание легко- и среднерастворимых (водорастворимых) солей не менее величин, указанных в табл. 4.2

Одним из основных условий засоления является залегание минерализованных вод на глубине менее 1 м для песчаных грунтов и 3-4 м для глинистых грунтов.

Засоленные грунты приурочены главным образом к пустынным и полупустынным, реже - к степным зонам, то есть к районам с отрицательным водным балансом, а также к участкам, расположенным в зонах гипергенеза горных пород, содержащих нестойкие компоненты (сульфатные, галлоидные и др.).

В естественном залегании указанные грунты содержат до 2-3% легкорастворимых солей в пределах верхней толщи на глубине 1-2 м. В поверхностном горизонте (0-0,03 м) содержание легкорастворимых солей, главным образом Na_2SO_4 и MgSO_4 , может быть значительным (до 10-20%), что вызывает образование на поверхности малосвязанного «пухлого» слоя. Одним из важных условий засоления является залегание минерализованных подземных вод на глубине не более 1 м

для песчаных грунтов и 3 - 4 м - для глинистых грунтов.

Таблица 4.2.

**Содержание легко- и среднерастворимых
(водорастворимых) солей в соответствии с ГОСТ 25100**

Наименование засоленных грунтов	Минимальное суммарное содержание легко- и среднерастворимых солей в % от веса воздушно-сухого грунта
Крупнообломочный: при содержании песчаного заполнителя 40% и более	3
при содержании заполнителя в виде суглинка 30% и более	10
при содержании заполнителя в виде супеси 30% и более	5
Песок	3
Супесь	5
Суглинок	10

Примечание: 1. К легкорастворимым солям относятся: хлориды NaCl, KCl, CaCl₂, MgCl₂; бикарбонаты: NaHCO₃, Ca(HCO₃)₂, Mg(HCO₃)₂; карбонат натрия Na₂CO₃; сульфаты магния и натрия MgSO₄, Na₂SO₄. 2. К среднерастворимым солям относятся гипс CaSO₄·2H₂O и ангидрит CaSO₄.

Засоленные грунты слагают солончаки, солоди, солонцы, такыры, которые различаются составом и содержанием легкорастворимых солей и в большинстве случаев формируются на пониженных элементах рельефа: шлейфах склонов, низменностях, берегах соленых озер и лиманов, во впадинах, на поймах, в днищах степных блюдеч суффозионного происхождения, где минерализованные воды стоят близко к земной поверхности (1 - 3 м) (рис. 4.9).

Солончаками называются почвы, содержащие в поверхностном горизонте значительное количество легкорастворимых натриевых солей (в основном хлоридов, сульфатов и карбонатов). Их образование связано с приносом солей минерализованными грунтовыми водами и их отложением в поверхностных горизонтах почвы вследствие испарения



Рис. 4.9. Появление солей на поверхности земляного полотна

грунтовых вод при их капиллярном подъеме к дневной поверхности. В нижележащих горизонтах данных почв содержание водорастворимых солей также значительное.

Солонцы – почвы, содержащие поглощенный натрий и характеризующиеся особым, резко выраженным строением трех горизонтов. Верхний (элювиальный) горизонт не содержит заметного количества растворимых солей, он обеднен коллоидами и полуторными окислами, обогащен кремнеземом и имеет слабощелочную реакцию. Средний (иллювиальный) горизонт характеризуется четко выраженной столбчатой структурой, он более богат растворимыми солями и сильно обогащен полуторными окислами (особенно Al_2O_3) и глинистыми частицами. Нижний (солевой иллювиальный) горизонт содержит значительное количество водорастворимых солей.

На поверхности солонцов под влиянием застаивания воды вследствие водонепроницаемости столбчатого горизонта с течением времени происходит процесс обмена поглощенного натрия на водород, приводящий к передвижению вниз и частичному разрушению коллоидного комплекса почв. В результате формируется новый тип засоленных почв – солоди.

Инженерно-геологические свойства засоленных почв достаточно различны. Многие их разности агрессивны. В сухом состоянии они обладают значительной твердостью, но при увлажнении засоленные почвы размокают, их коллоиды переходят в раствор и образуется глубокая, очень липкая непроходимая грязь. Размокший солонец подсыхает медленно, некоторые их разности (пухлые солончаки) практически никогда не просыхают в безморозный период. Использовать засоленные почвы как материал для насыпей в целом ряде случаев также нельзя, так как применение их приведет к ухудшению

дорожного полотна. Возможность устройств дорожных оснований и покрытий из укрепленных засоленных почв показана в табл. 4.3. Из табл. 4.3 видно, что сильно- и избыточно засоленные почвы не могут быть укреплены многими вяжущими.

Таблица 4.3.

Классификация засоленных грунтов по степени их пригодности в дорожном строительстве

Наименование грунта по степени засоленности	Среднее суммарное содержание легкорастворимых солей в используемом слое грунта, % по весу		Устройство земляного полотна	Устройство дорожных оснований и покрытий из укрепленных грунтов		
	хлоридное и сульфатно-хлоридное засоление	сульфатное и хлоридно-сульфатное засоление		цементом, известью	битумом, дегтем	карбонидными и фуруроланилиновыми смолами
Слабозасоленные	0,3-1	0,3-0,5	пригодны	пригодны	пригодны с дополнительными мероприятиями	непригодны
Среднезасоленные	1-5	0,5-2,0	пригодны	пригодны	то же	непригодны
Сильнозасоленные	5-8	2-5	пригодны с дополнительными мероприятиями	пригодны с дополнительными мероприятиями	непригодны	непригодны
Избыточнозасоленные	>8	>5	непригодны	непригодны	непригодны	непригодны

Примечание: 1. Грунты, содержащие легкорастворимые соли Na_2CO_3 и NaHCO_3 в количестве менее 0,3% и поглощенные катионы натрия (более 20% емкости поглощения), относятся к слабозасоленным грунтам. 2. При

укреплении битумными материалами или сингенетическими полимерными соединениями содержание соды не допускается. 3. Засоленные грунты, содержащие более 5% гипса, нельзя подвергать укреплению битумными материалами и сингенетическими полимерами, а при содержании более 10% - цементом и известью.

При проведении инженерно-геологических изысканий в районах распространения засоленных грунтов следует устанавливать:

распространение и условия залегания засоленных грунтов, их приуроченность к мезо- и микроформам рельефа;

качественный состав и количественное содержание водорастворимых солей в грунте, их способность к растворению и выщелачиванию;

генезис, взаимосвязь степени и характера засоленности с мезо- и микрорельефом, литологическим составом и свойствами грунтов, гидрогеологическими условиями территории - уровнем и минерализацией подземных вод и их изменениями (природными и техногенными);

гидрохимические условия (температура, минерализация и химический состав подземных вод, их растворяющая способность по отношению к засоленным грунтам);

характер пространственного распределения соляных образований в грунте;

структурные особенности грунтов, обусловленные наличием солей, включая форму, размер и размещение солей в грунте;

наличие внешних проявлений процесса выщелачивания засоленных грунтов на земной поверхности, их формы и размеры;

данные о современном засолении грунтов и выщелачивании солей в результате хозяйственной деятельности;

физические, механические и химические свойства грунтов природной влажности и при полном водонасыщении (в том числе растворами заданного состава), а также после выщелачивания солей;

показатели относительного суффозионного сжатия и начального давления суффозионного сжатия;

наличие и характер связанных с суффозией деформаций зданий и сооружений.

Нормативные значения плотности частиц засоленных грунтов в зависимости от характера засоления приведены в табл. 4.4.

Таблица 4.4.

**Нормативные значения плотности частиц засоленных грунтов
в зависимости от характера засоления**

Содержание солей, %	Плотность частиц грунта, г/см ³ , при типе засоления						
	NaCl	NaSO ₄	Na ₂ CO ₃	MgCl ₂	MgSO ₄	CaCl ₂	NaCl + MgSO ₄
0	2,67						
3	2,66	2,67	2,65	2,65	2,67	2,67	2,67
5	2,66	2,67	2,64	2,64	2,65	2,65	2,65
7	2,64	2,64	2,62	2,62	2,64	2,63	2,64
10	2,64	2,61	2,59	2,59	2,62	2,61	2,62

4.6. Искусственные грунты

В группу искусственных дисперсных грунтов объединен достаточно широкий круг образований, созданных как в процессе целенаправленного изменения состава и свойств природных грунтов методами технической мелиорации, так и в ходе инженерно-хозяйственной деятельности человека, когда улучшение их свойств с помощью специальных методов не осуществлялось. Степень изменения естественных грунтов при этом может быть достаточно различной. В процессе их улучшения происходит существенное упрочнение структурных связей. Однако во всех их разновидностях кристаллизационные связи имеют резко подчиненное значение. В общей классификации грунтов данная группа подразделяется на пять подгрупп.

Искусственно измененные дисперсные грунты. Грунты данной подгруппы могут быть созданы путем использования специальных вяжущих веществ, воздействием физических полей и химической модификацией грунтов.

Из органических вяжущих веществ чаще всего применяются битумы и дегти. Они вводятся в грунт или в горячем состоянии, или в виде эмульсий, разжиженных органическими растворителями. При

выпадении битума из эмульсии или при его застывании на поверхности частиц образуются адсорбционные битумные пленки, которые как бы связывают всю массу грунта, придавая ей в то время гидрофобность. В результате этого битумированные грунты приобретают высокую водопрочность. В них практически отсутствует капиллярное поднятие воды и прочность битумированных грунтов также возрастает. На битумное упрочнение грунтов решающим образом влияют минеральный состав пород и состав обменных катионов. Более благоприятные условия взаимодействия оказываются там, где имеются карбонаты и в обменном состоянии присутствует кальций.

К методу упрочнения пород, основанного на воздействии физических полей, относят электрохимическое закрепление и прогрев грунтов. В основе электрохимического упрочнения лежат процессы электроосмоса, электрофореза, электролитической диссоциации, обменные реакции, процессы образования нерастворимых солей и гидроокислов. Прочность глинистых грунтов в результате электрохимической обработки сразу же возрастает в 2-3 раза, а с учетом последующего упрочнения – в 6-7 раз. В итоге высокодисперсные, ранее водонасыщенные грунты приобретают высокую плотность, водостойкость и повышенную прочность (до 0,4-0,5 МПа, а с добавкой электролитов – до 101.5 МПа).

Прогретые грунты – это образования, испытавшие воздействие температуры порядка 300-500°C. При этом наблюдается существенное изменение в свойствах грунтов, которые со временем, вследствие гидратации, могут значительно ухудшаться. Грунты, содержащие в значительном количестве монтмориллонит, уже при действии температуры 200°C приобретают повышенную водостойкость вследствие агрегирования мелких фракций. Чтобы добиться того же у каолиновых глин требуются значительно более высокие температуры.

Эффективность упрочнения грунтов в процессе термической обработки хорошо иллюстрируется следующими цифрами: прочность на одноосное сжатие воздушно-сухого пылеватого суглинка увеличилась с 3,5 МПа при температуре 20 °С до 3,8 МПа при 175 °С, 4,4 МПа при 250 °С, 7,2 МПа при 400°C.

Значительная часть улучшенных искусственных грунтов создается химической модификацией, под которой понимают (по

С.Д.Воронкевичу) изменение свойств грунтов внесением в них незначительного количества (менее 1% по массе) взаимодействующих с органо-минеральной компонентой различных химических реагентов. Химическая модификация грунтов применима к лёссовым и глинистым породам. Теоретической базой ее является учение о поверхностных процессах и явлениях в грунтах, среди которых ведущее место занимают процессы адсорбции и ионного обмена. Из методов химической модификации широко используются обработка лёссовых и глинистых грунтов солями для диспергации и агрегации частиц, гидрофобизация этих грунтов поверхностно-активными и кремнийорганическими соединениями.

Искусственное внесение в грунт различных солей может сильно изменить их свойства. Например, добавки к связанным грунтам хлористого натрия в результате сложных физико-химических процессов уменьшают их водопроницаемость, которая этим методом практически может быть полностью устранена. Поливкой поверхности грунта раствором хлористого кальция устраняют образование пыли.

Уплотненные искусственные дисперсные грунты создаются с помощью трамбовок, катков и других приспособлений или под влиянием движения современного транспорта. Данные методы придают грунтам большую плотность, снижают их водопроницаемость. Они просты, дешевы и используются давно.

Применение методов механического уплотнения не приводит к коренному изменению грунтов и возникновению принципиально новых факторов структурного сцепления: типы структурных связей остаются теми же, что и в природных грунтах. Происходит только небольшое изменение структуры и текстуры пород и в силу этого перераспределение, усиление и дополнение присущих им связей. Поэтому не наблюдается и коренного изменения свойств пород. Искусственные дисперсные грунты, создаваемые уплотнением, продолжают активно реагировать на изменение внешних условий. В частности, они сильно меняют свои свойства при изменении степени водонасыщения.

Существенное уменьшение пористости и водопроницаемости достигается при кольматации песчаных пород, в основе которой лежат процессы механического и физического поглощения тонкодисперсных

частиц из фильтрующейся через песок суспензии. Глубина проникновения глинистых частиц в мелкозернистый песок у монтмориллонитовой глины составляет 20 см, у гидрослюдистой – 10 см и у каолиновой – 5 см.

Улучшение грунтов методом составления «оптимальных смесей» заключается в том, что в грунт определенного гранулометрического состава добавляются частицы определенной крупности с целью получить наиболее плотную массу, способную лучше сопротивляться внешним воздействиям. При благоприятном сочетании песчаных и глинистых частиц можно получить такие смеси, которые будут иметь максимум положительных и минимум отрицательных с инженерно-строительной точки зрения свойств грунта.

Насыпные грунты формируются в процессе строительства как необходимый элемент строительных конструкций или в процессе складирования промышленных отходов. Первые получили название строительных насыпных грунтов, типичными представителями которых являются грунты насыпей автомобильных и железных дорог, плотин, дамб и других объектов; вторые – промышленных насыпных грунтов.

При строительстве автомобильных и железных дорог большие насыпи возводятся как из материала, получаемого из соседних выемок, так и за счет материала, доставляемого из специально закладываемых карьеров к месту строительства. Структура грунтов в насыпях будет другой по сравнению со структурой их в естественном залегании. Водный и воздушный режимы тоже будут отличаться от природного воздушного и водного режима почв и горных пород данного района. Все это приводит к тому, что насыпные грунты будут отличаться по своим свойствам от таких же по составу твердой компоненты грунтов, залегающих в естественном состоянии. Сказанное целиком относится и к грунтам плотин и дамб.

Намывные грунты создаются в низменностях рельефа (например, в поймах речных долин) при подготовке к освоению. Для намыва обычно используются пески русловой фации аллювия. Их уплотнение и дегидратация происходят достаточно быстро. Поэтому пески, намывные из одних и тех же карьеров с применением одной и той же технологии в разные годы, имеют близкие инженерно-геологические характеристики.

Культурные слои. Грунты этой подгруппы являются сложными образованиями. Под ними понимают верхние слои разреза крупных населенных пунктов, несущие на себе отпечаток деятельности человека. По своему вещественному составу и свойствам грунты данного слоя отличаются от нижележащих естественных пород. В культурных слоях в качестве остатков встречаются самые разнообразные материалы: строительный мусор, битый кирпич и камень, предметы домашнего обихода – глиняные черепки и т. п.

Мощность культурного слоя может колебаться в широких пределах: от нескольких сантиметров до десятков метров. Она зависит от рельефа местности и других факторов. Овраги, речные долины, болота обычно являются крупными очагами накопления насыпного культурного слоя, так как, во-первых, они служат для свалок мусора, а во-вторых, они специально засыпаются в связи с вертикальной планировкой населенных пунктов.

Культурный слой имеет своеобразный состав. Минералогический состав основной минеральной массы обусловлен чаще всего геологическими условиями местности, а состав включений определяется характером хозяйственно-культурной деятельности человека. В отличие от грунтов природного происхождения культурный слой весьма неоднороден по составу. Неоднородность состава культурного слоя отмечается как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. В составе некоторых разновидностей культурного слоя присутствует значительное количество органических включений, которое уменьшается с увеличением возраста культурного слоя.

Таким образом, все породы подразделяются на два класса: скальные грунты, обладающие жесткими кристаллизационными связями, и дисперсные грунты, у которых такие связи отсутствуют.

Ключевые слова: классификация, скальные и дисперсные грунты, породы, микростроение, крупнообломочные, гранулометрический состав, глинистые и пылеватые грунты, засоленные и искусственные грунты.

Вопросы для повторения:

1. Классификация грунтов.
2. Общие и частные классификации.
3. Группа скальных грунтов.
4. Группа дисперсных грунтов.
5. Химические отложения и биохимические (органогенные) грунты.
6. Что вы знаете о техногенных грунтах?
7. Типы техногенных грунтов
8. Мелкозернистые грунты.
9. Крупнозернистые грунты.
10. Основные особенности лессовых грунтов.
11. Взгляды Г. Мавлонова на лёссовые грунты.
12. Какова структура лёссового грунта.
13. Что такое глинистые растворы?
16. Что входит в состав засоленных грунтов?
14. Типы засоленных грунтов?

Глава 5. МАССИВЫ ГРУНТОВ

5.1. Определение понятий

При инженерно-геологических исследованиях необходимо различать горные породы как таковые и массивы горных пород. Горная порода – это сформировавшийся в ходе петрогенетических процессов естественный агрегат минеральных частиц (кристаллов, зерен, обломков), которые связаны между собой структурными связями различной природы. Горная порода может содержать поры, мелкие полости и микротрещины, которые, однако, не нарушают ее целостности как единого физически сплошного тела. Поры полости и микротрещины могут быть заполнены газами или растворами и образуют вместе с минеральной составляющей сложную многофазную систему – грунт. С точки зрения общих представлений физики горная порода может рассматриваться как материал определенного состава и строения. Горные породы (или грунты) одного петрографического типа имеют одинаковые (или близкие) значения показателей физико-механических свойств независимо от того в каком геологическом регионе они находятся. Свойства горных пород как грунтов в этом случае могут быть охарактеризованы с помощью испытаний на образцах. Значения показателей этих свойств (величины плотности, пористости, деформируемости, прочности и др.) зависят от минерального состава, структуры и текстуры грунтов, а также от содержания и состояния в грунтах воды или других растворов.

Свойства породы одного и того же петрографического наименования могут быть различными в зависимости от условий залегания этой породы в геологическом разрезе, например, от мощности пласта, характера окружающих пород, глубины залегания, особенностей геологической структуры.

Физико-механические свойства пород, полученные при стандартных испытаниях образцов, могут отличаться от значений показателей тех же свойств на глубине вследствие роста напряжений, температур, изменения физико-химических параметров поровых растворов.

Важное влияние на физико-механические свойства пород оказывают условия залегания (рис. 5.1): выдержанность пластов на

больших расстояниях или частая фациальная изменчивость, положение породы в геологической структуре. Так, по некоторым данным в сводовых частях антиклинальных складок величина сопротивления сдвигу снижается.

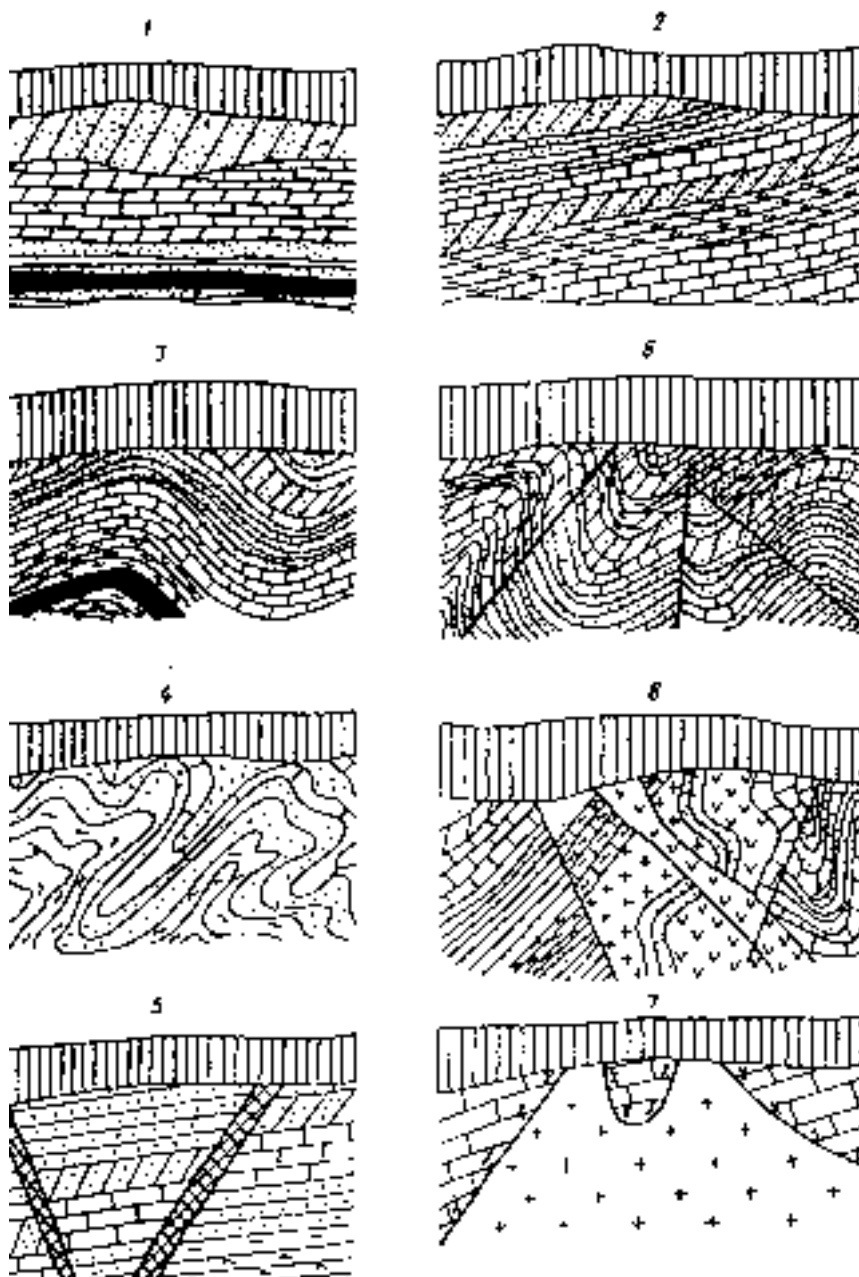


Рис. 5.1. Основные типы тектонического строения массива грунтов:

- 1- горизонтальное залегание грунтов; 2 - моноклиналиное залегание грунтов; 3 - простое складчатое строение; 4 - сложное складчатое строение; 5 - моноклиналиное залегание с разрывными дислокациями;
- 6 - сложное складчатое строение с разрывными дислокациями;
- 7 - крупные магматические интрузий с ореолами контактово - измененных грунтов; 8-сложное складчатое строение, интродированное магматическими телами

Следовательно, для оценки поведения горных пород как оснований инженерных сооружений или как среды, вмещающей эти сооружения, нельзя ограничиться определением свойств грунтов в образце, а необходимы испытания в условиях естественного залегания. Это тем более важно потому, что величины многих свойств грунтов не аддитивны. Многочисленные определения различных физико-механических характеристик горных пород (скорости распространения упругих волн деформируемости, прочности и др.) показали, что величины этих показателей значительно изменяются в зависимости от объема испытываемого образца. При этом под объемом испытываемого образца понимают как лабораторный образец (пробу) размером в несколько кубических сантиметров или весом в несколько граммов, так и некоторый объем породы, опробуемый в естественном залегании, размером в десятки кубических метров или весом в несколько тонн. Различие показателей свойств горных пород в зависимости от размеров испытываемого образца, обусловленное неоднородностью его состава и строения, называется масштабным эффектом.

Наиболее полно инженерно-геологическое содержание понятия «массив горных пород» отражает следующее его определение: «Под массивом горных пород следует понимать геологическое тело, образующее геологическую структуру или часть ее и характеризующееся присущими только ему составом, строением и инженерно-геологическими закономерностями». Сфера воздействия сооружения на горные породы в одних случаях может охватывать часть массива, а в других – распространяться на несколько массивов, как, например, сфера воздействия крупного железнодорожного или гидротехнического туннеля. Понятие «массив горных пород» чаще применяют к толщам скальных грунтов, но в приведенном выше определении оно справедливо и по отношению к дисперсным грунтам. Особое внимание к массивам, сложенным скальными грунтами, объясняется тем, что для их инженерно-геологической оценки совершенно недостаточна характеристика горных пород как таковых; необходимо изучение многих других факторов, определяющих физико-механические и водно-физические свойства массива. Массивы, сложенные дисперсными грунтами, часто называют грунтовыми толщами.

Из приведенного определения следует, что массивами горных пород могут быть названы геологические тела различных размеров. В зависимости от последних различают массивы четырех порядков. Массивы первого порядка – это крупные тела, отвечающие по своему объему геологической структуре типа складки, моноклинали или структурно- тектонического блока. Размеры их составляют несколько сотен, а иногда и тысячи метров. Массивы первого порядка обычно сложены породами одной геологической формации, границами их могут быть границы геологических формаций или границы региональных разломов. Строение массива первого порядка определяются набором и соотношением слагающих его литологических комплексов, характером и соотношением внутриформационных дислокаций.

Массивы второго порядка имеют меньшие размеры – десятки и сотни метров, часто по объему они отвечают литологическим макрофациям. При оценке массивов второго порядка как оснований и среды различных инженерных сооружений они рассматриваются как сложные неоднородные по составу, строению и свойствам геологические тела.

Массив третьего порядка – литологически (петрографически) однородные тела размером от нескольких метров до нескольких десятков метров, а массивы четвертого порядка – это отдельные части массивов третьего порядка, характеризующиеся не только одинаковым петрографическим составом, но и одинаковым состоянием пород (одинаковой трещиноватостью, одинаковым размером блоков и т. д.).

Массивы горных пород часто отделены друг от друга разрывными нарушениями. Эти разрывные нарушения (дизъюнктивы) тоже представляют собой геологические тела разных размеров, протяженностью от нескольких тысяч метров до первых десятков и шириной от нескольких километров до нескольких метров. В зависимости от размеров и внутреннего строения в дизъюнктиве также могут быть выделены массивы нескольких порядков. Наиболее крупные из них – массивы первого порядка, имеющие сложное зональное строение с несколькими поверхностями смещения. К массивам второго порядка отнесены и дизъюнктивы простого строения с одной поверхностью смещения и определяющими ее зонами тектонической нарушенности пород. Каждая такая зона, в свою очередь, может

рассматриваться как массив третьего порядка. Каждый участок массива третьего порядка, характеризующийся одинаковой динамометаморфической переработкой пород, представляет собой массив четвертого порядка.

Таким образом, в обоих случаях массивы четвертого порядка представляют собой геологические тела с одинаковым составом, строением, состоянием и свойством. Такие массивы называют инженерно-геологическими элементами.

Выделение массивов разных порядков имеет большое практическое значение. В каждом конкретном случае, в зависимости от задачи, массивы горных пород изучаются и оцениваются с разной степенью детальности. При региональных инженерно-геологических исследованиях достаточно ограничиться выделением массивов первого порядка. При проведении изысканий для различных видов строительства детальность расчленения массива зависит от характера инженерного сооружения и стадии инженерно-геологических изысканий. Подробно эти вопросы рассматриваются на специальных инженерно-геологических курсах.

5.2. Свойства массивов

Массив горных пород часто ведет себя при взаимодействии с инженерным сооружением совсем не так, как отдельные слагающие его породы. Его прочность, устойчивость, деформируемость, водопроницаемость могут качественно отличаться от аналогичных показателей свойств пород. Так, массив, сложенный практически водонепроницаемыми аргиллитами, гранитами или другими скальными грунтами, может оказаться вполне водопроницаемым с величинами коэффициента фильтрации до 10 м/сут и более за счет трещин. С другой стороны, массив, в составе которого преобладают пески, может в целом обладать очень низкой водопроницаемостью благодаря прослоям глин. Прочность массива, например, сопротивление сдвигу, часто зависит не от прочности основного объема слагающих его пород, а от присутствия в геологическом разрезе поверхностей ослабления в виде прослоев глин, водонасыщенных песков, трещин и т. д. Деформации под нагрузкой массива, сложенного несколькими видами грунтов, протекают, как

правило, неравномерно и имеют более сложный характер, чем деформации отдельного грунта. Массив, сложенный практически несжимаемыми скальными грунтами, может испытывать достаточно большие деформации под действием веса плотин или других тяжелых сооружений за счет смыкания трещин и выдавливания из них глинистого заполнителя.

Массив – это не случайный набор пород, а закономерно построенное геологическое тело, имеющее свою собственную внутреннюю организацию (внутреннюю структуру). Все элементы этого геологического тела взаимно связаны между собой и взаимно обусловлены. При взаимодействии с сооружением массив работает как единое целое. Поэтому по Л.Мюллеру «свойства массива горных пород не есть сумма свойств отдельных его частей, а представляют собой продукт этих частей».

Основными факторами, определяющими физико-механические свойства массива и его поведение при взаимодействии с инженерными конструкциями, являются состав массива и его структура. Инженерно-геологическое строение массива напрямую связано с его историко-генетическими и геолого-структурными особенностями.

Компонент массива и его структура связаны между собой. Камни при одновременной интерпретации являются строительным материалом, создающим сложную структуру массива. Их важность в оценке поведения массива огромна.

По составу массивы делятся на типы, сложенные скальными горными и дисперсными грунтами. Кроме того, очень распространены смешанные массивы, состоящие из скальных и дисперсных грунтов (табл. 5.1).

Неразрушенные структурные (без трещин, облученные, дислоцированные) массивы, сложенные из скальных горных грунтов, обладают высокой прочностью, высоким значением индекса деформации, очень низкой водопроницаемостью. Они устойчивы на естественных склонах и на боковых откосах дорожных выемок, в строительных котлованах, карьерах, различных подземных выработках. Основным фактором, определяющим физико-механические и фильтрационные свойства скального грунта, являются его трещины, образующиеся в результате экзогенных и эндогенных процессов.

Инженерно-геологическое описание массивов по компонентам

Массивы			
Состоят из скальных грунтов	Состоят из магматических горных пород		
	Состоят из метаморфических горных пород		
	Состоят из осадочных пород	Не растворяется в воде	Обломочные цементированные Кремнистый прочный
		Растворяется в воде	Карбонатный Сульфатный и галоидный, в большинстве случаев сульфатно-доломитный В большинстве случаев сульфатный и галоидный
	Состоят из дисперсных грунтов	Крупнообломочный	
		Песчаный	
Пылеватый (лёссовидный)			
Глинистый			
Смешанный состав			
Состоят из скальных и дисперсных грунтов	Обломочный, дисперсно-песчано-глинистый, цементированный		
	Скальный, растворимый и дисперсно-песчано-глинистый		
	Цементированный и обломочный, карбонатный, сульфатный и дисперсно-песчано-глинистый		

Петрографический состав массивов имеет второстепенное значение. Сюда не входит только одна петрографическая особенность массива - растворимые породы. По этой особенности массивы делятся на породы, сложенные растворимыми и нерастворимыми породами.

Массивы дисперсных грунтов имеют самые разные свойства в зависимости от гранулометрического и минералогического состава породы, в которой они образованы. Поэтому необходимо различать песчаные, глинистые и лёссовидные массивы горных пород. Иногда

обломочные грунтовые массы можно разделить на самостоятельные группы. Общей чертой дисперсных грунтов является то, что они быстро меняют свое состояние под влиянием воды. Характер и интенсивность изменения массивов зависят от гранулометрического и минералогического составов горных пород.

Массы глинистых и лёссовых грунтов имеют различные свойства по отношению к водному воздействию и по-разному ведут себя на склоне горного склона по признаку строения. При воздействии воды на песчаные и крупнозернистые породы возможны размокание, коагуляция, размягчение грунтов в строительных котлованах.

Широко распространен массив дисперсных почв, состоящий из однородных групп. Например, песчаные массивы в Белоруссии, Китае, Каракумах и Кызылкумах, лёссовидные массивы в Средней Азии, глинистые массивы на Русской платформе. Массы различных групп дисперсных грунтов, часто глинистых и песчаных, встречаются в большинстве мест и широко распространены. Их физико-механические и фильтрационные свойства весьма разнообразны.

Понятие «структура массива» очень широкое. Оно включает в себя форму массивно сформировавшегося геологического тела, его внутреннее строение (соотношение пород разного состава, последовательность слоев, их мощность, расположение и т. д.), тектонические нарушения. Каждое из этих описаний массива формируется под влиянием определенных факторов и отражает сложную геологическую историю массива. Закономерности строения массива определяются двумя группами: петрогенетическими и тектоническими факторами.

Петрогенетические факторы определяют различие в строении массива как материального комплекса. Горные массивы, сложенные осадочными, магматическими или метаморфическими породами, имеют различное внутреннее строение. Большое значение в формировании осадочных слоев имеют палеогеографические условия, термодинамические условия при метаморфизме, условия кристаллизации магматического раствора. Смена фаций, последовательность слоев, их мощность зависят от тектонического движения земной коры.

Петрогенетические факторы определяют различие в строении

массива как материального комплекса. Горные массивы, сложенные осадочными, магматическими или метаморфическими породами, имеют различное внутреннее строение. Большое значение в формировании осадочных слоев имеют палеогеографические условия, термодинамические условия при метаморфизме, условия кристаллизации магматического раствора. Смена фаций, последовательность слоев, их мощность зависят от тектонического движения земной коры.

Петрогенетический фактор неотличим от тектонического фактора. Важную роль в этом играют тектонические нарушения. Различают разные типы тектонического строения массива горных пород: искривленное, искривленно-глыбовое или глыбовое, слоистое и другие.

Таким образом, при оценки поведения горных пород как оснований инженерных сооружений или как среды, вмещающей эти сооружения, нельзя ограничиваться определением свойств грунтов в образце, необходимы испытания в условиях естественного залегания, как в массиве.

Ключевые слова: массив грунта, свойства пород, тектонические строения, прочность, физико-механические, петрогенетические и тектонические факторы.

Вопросы для повторения:

1. Понятие массива.
2. Основное тектоническое строение грунтового массива.
3. Свойство массива.
4. Понятие «структура массива».
5. Петрогенетические и тектонические факторы.
6. Неотъемлемая часть массива и его структура.
7. Что определяет прочность массива?
8. Физико-механические свойства массива.

ГЛОССАРИЙ

Газоносность – gazli muhit - gas content - количество свободных и сорбированных газов, которое содержится в единице массы (или объема) горных пород в природных условиях.

Геологическая среда – geologik muhit -geological environment - верхняя часть литосферы, которая рассматривается как многокомпонентная динамичная система, находящаяся под воздействием инженерной деятельности человека, и которая, в свою очередь, в известной степени определяет эту деятельность.

Гигроскопическая вода – gigroskopik suv - hygroscopic water - слои воды, образующиеся непосредственно на поверхности частиц в результате процессов адсорбции молекул воды из паров.

Гравитационная вода – gravitatsiyali suv - gravity water - свободная вода, находящаяся в движении под воздействием гравитационной силы.

Гранулометрический состав – granulometrik tarkib - grading - количественное соотношение различных фракции в дисперсных породах.

Дисперсные грунты – dispers gruntlar - dispersed soils - рыхлые осадочные грунты.

Диффузия – diffuziya - diffusion - процесс самопроизвольного выравнивания концентрации в системе.

Естественная влажность – tabiiy namlik - natural humidity - все количество воды, содержащееся в порах горных пород и почв в естественном их залегании.

Иммобилизованная вода – immobillashgan suv - immobilized water – вода, находящая в замкнутых порах грунта и не способная к движению под действием гравитационной силы.

Капиллярная влагоемкость – kapillyar suv sig‘imi - capillary moisture capacity - влажность грунта, у которого все капиллярные поры заполнены водой.

Класс дисперсных грунтов – dispers gruntning sinfi - class of dispersed soils - объединяют породы, у которых преобладают структурные связи физической природы: молекулярные, ионно-электростатические, капиллярные, магнитные.

Класс скальных грунтов – qoya tog‘ gruntning sinfi - rocky soil class - объединяет все горные породы с жесткими кристаллизационными связями; между частицами существует такой же тип связей, как и внутри частиц; структурные связи имеют химическую природу.

Липкость – yopishqoqlik - stickiness - способность грунтов при определенном содержании воды прилипать к поверхности различных предметов.

Набухание – ko‘pchish - swelling - способность дисперсных грунтов увеличивать объем в процессе взаимодействия с водой или растворами.

Осмоз – osmos - osmosis - представляет собой диффузию вещества (обычно растворителя) через полупроницаемую перегородку, разделяющую два раствора различной концентрации.

Осмотическая вода – osmotik suv - osmotic water – вода, образующаяся в результате различия в концентрации ионов, находящихся в поровом растворе и вблизи грунтовых частиц.

Пластичность – plastic - plastic - способность грунтов под воздействием внешних сил изменять форму (деформироваться) без разрыва сплошности и сохранять приданную ему форму после прекращения этого воздействия.

Плотность влажного грунта – nam gruntning zichligi - wet ground density - масса единицы объема грунта с естественной влажностью и природным сложением.

Полная влагоемкость грунта – gruntning to‘liq suv sig‘imi - full moisture capacity of the soil - максимально возможное содержание в грунте связанной и гравитационной воды при полном заполнении его пор.

Просадка – cho‘kish - drawdown - дополнительные деформации уменьшения объема лёссовых пород под давлением при замачивании их водой.

Размокаемость – bo‘kish - soakability - способность грунтов терять связность и превращаться в рыхлую массу с полной потерей прочности при взаимодействии со спокойной водой.

Размягчаемость – yumshashish - softness - способность скальных грунтов снижать свою прочность при взаимодействии с водой.

Размываемость – yuvilish – blurring - способность грунтов отдавать агрегаты и элементарные частицы движущейся воде, воздействующей на поверхность грунтовой толщи.

Электроосмос – elektroosmos - electroosmosis - движение воды в порах грунта под влиянием внешнего электрического поля (к катоду).

Электрофорез – elektroforez - electrophoresis - движение взвешенных в жидкости твердых дисперсных частиц к одному из электродов (в сторону анода).

Угол естественного откоса – tabiiy qiyalikning burchagi - angle of repose - угол наклона поверхности свободно насыпанного ан грунта к горизонтальной плоскости.

Усадка – kirishish - shrinkage - способность грунтов уменьшать объем в результате удаления воды при высыхании или при проявлении физико-химических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Braja M.Das. Principles of Geotechnical Engineering. 2010. United States. -470 p.
2. David George Price. Engineering Geology principles and practice. 2009. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. -450 p.
3. Craig R.F. Craig's soil mechanics. London and New York, 2010. -446 p.
4. Казарновский В.Д. Основы инженерной геологии, дорожного грунтоведения и механики грунтов (Краткий курс). –М., 2007. -284 с.
5. Трофимов В.Т. и др. Грунтоведение. –М.: Изд-во МГУ, 2005. -1024 с.
6. Qayumov A.D. Geologiya va gruntshunoslik. Toshkent. 2006. -169 b.
7. Kayumov A.D. Muhandislik geologiyasi va gruntshunoslik asoslari. Toshkent. 2012. -160 b.
8. Rasulov H.Z. Gruvntlar mexanikasi, zamin va poydevorlar. Toshkent, "Tafakkur" nashriyoti, 2010. -272 b.
9. Kayumov A.D., Adilov A.A., Kayumova N.M. Gruntshunoslik. O'quv qo'llanma. -Toshkent "Cho'lpon" nashriyoti, 2012. -144 b.
10. Добров Э.М. Механика грунтов. –М.: Изд. "Академия", 2008. -272 с.