

Министерство образования Республики Беларусь
Учреждение образования «Гомельский государственный
университет имени Франциска Скорины»

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

*Рекомендовано учебно-методическим объединением
учреждений высшего образования Республики Беларусь
по образованию в области горнодобывающей промышленности
в качестве учебно-методического пособия
для студентов учреждений высшего образования,
обучающихся по специальности
1-51 01 01 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых»*

Гомель
ГГУ им. Ф. Скорины
2020

УДК 624.131 (075.8)

ББК 26.367.1я73

Г907

Авторы: **А. Н. Галкин**, проф. каф. геогр. ВГУ им. П. М. Машерова, д-р геол.-минер. наук, проф.; **А. И. Павловский**, зав. каф. геол. и геогр. ГГУ им. Ф. Скорины, канд. геогр. наук, доц.; **А. Ф. Акулевич**, ст. препод. каф. геол. и геогр. ГГУ им. Ф. Скорины; **М. Г. Верутин**, ст. препод. каф. геол. и геогр. ГГУ им. Ф. Скорины

Рецензенты:

д-р геол.-минерал. наук, проф., чл.-кор. НАН Беларуси М. А. Богдасаров;
канд. техн. наук, доцент В. В. Талецкий

Рекомендовано к изданию научно-методическим советом
учреждения образования «Гомельский государственный
университет имени Франциска Скорины»

Грунтоведение : учебно-методическое пособие /
Г907 А. Н. Галкин [и др.] ; М-во образования Республики Бела-
русь, Гомельский гос. ун-т им. Ф. Скорины. – Гомель : ГГУ
им. Ф. Скорины, 2020. – 307 с.
ISBN 978-985-577-668-1

В учебно-методическом пособии изложены теоретические сведения о составе, состоянии, химических, физико-химических, физических и физико-механических свойствах грунтов, об их классификации и методах исследований.

Издание предназначено для студентов, обучающихся по специальности 1–51 01 01 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых», может также быть полезным для студентов строительных специальностей.

УДК 624.131 (075.8)

ББК 26.367.1я73

ISBN 978-985-577-668-1

© Учреждение образования «Гомельский
государственный университет
имени Франциска Скорины», 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	6
1. ТИПЫ ПОКАЗАТЕЛЕЙ И КЛАССИФИКАЦИЙ В ГРУНТОВЕДЕНИИ. КЛАССИФИЦИРОВАНИЕ СВОЙСТВ ГРУНТОВ	16
2. СОСТАВ ГРУНТОВ	29
2.1. Твердая компонента грунтов.....	30
2.1.1. Минеральная компонента грунтов.....	35
2.1.2. Методы исследования состава минеральной компоненты грунтов.....	69
2.1.3. Органическая компонента грунтов.....	95
2.1.4. Методы исследования содержания и состава органиче- ской компоненты грунтов.....	100
2.1.5. Ледяная компонента грунтов.....	109
2.1.6. Методы исследования содержания и состава ледяной компоненты грунтов.....	113
2.2. Жидкая компонента грунтов.....	117
2.2.1. Состав и свойства жидкой компоненты грунтов.....	117
2.2.2. Показатели, характеризующие жидкую компоненту в грунтах, и методы их определения.....	128
2.3. Газовая компонента грунтов.....	142
2.3.1. Происхождение, состав и состояние газовой компоненты грунтов.....	142
2.3.2. Показатели, характеризующие газовую компоненту в грунтах, и методы их определения.....	150
2.4. Биотическая компонента грунтов.....	153
2.4.1. Распространение, состав и количество биотической со- ставляющей в грунтах.....	153
2.4.2. Влияние жизнедеятельности биоты на состав, строение, состояние и свойства грунтов.....	164
2.4.3. Методы изучения грунтовой биоты.....	170
2.5. Структурно-пространственная организация грунтов.....	172
2.5.1. Пустотность и пористость грунтов.....	175
2.5.2. Строение, структура и текстура грунтов.....	182
3. СВОЙСТВА ГРУНТОВ	187
3.1. Химические свойства грунтов.....	187
3.1.1. Растворимость засоленных грунтов, их основные харак- теристики и методы определения.....	187

3.1.2. Кислотно-основные свойства грунтов.....	191
3.1.3. Химическая агрессивность грунтов.....	192
3.2. Физико-химические свойства грунтов.....	198
3.2.1. Адсорбционные свойства грунтов.....	198
3.2.2. Адгезионные свойства и липкость грунтов.....	200
3.2.3. Капиллярные свойства грунтов.....	204
3.2.4. Водопрочность (водоустойчивость) грунтов	206
3.2.5. Набухаемость и усадочность грунтов.....	215
3.3. Физические свойства грунтов.....	222
3.3.1. Плотностные свойства грунтов.....	223
3.3.2. Гидрофизические свойства грунтов.....	230
3.3.3. Электрохимические (коррозионные) свойства грунтов.....	235
3.4. Биотические свойства грунтов.....	240
3.4.1. Биологическая активность грунта.....	240
3.4.2. Биологическая поглотительная способность грунта.....	247
3.4.3. Биоагрессивность грунта.....	248
3.5. Физико-механические свойства грунтов.....	249
3.5.1. Понятия о напряжениях и деформациях в грунтах.....	250
3.5.2. Деформационные свойства грунтов.....	252
3.5.3. Прочностные свойства грунтов.....	266
3.5.4. Реологические свойства грунтов.....	275
3.5.5. Динамические свойства грунтов.....	286
4. ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГРУНТОВ.....	294
ЛИТЕРАТУРА.....	303



ПРЕДИСЛОВИЕ

Грунтоведение – это базовое направление инженерной геологии, изучающее природу, эволюцию, трансформацию вещественного состава, структурных признаков и свойств различных типов грунтов, закономерности их пространственно-временных изменений под влиянием постгенетических процессов, в том числе гипергенеза и техногенеза. Именно с него после знакомства с основными геолого-минералогическими дисциплинами начинается освоение инженерно-геологических курсов.

В настоящее время курс «Грунтоведение» читается студентам учреждений высшего образования Республики Беларусь, обучающимся по специализации 1–51 01 01 03 «Гидрология и инженерная геология» специальности 1–51 01 01 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». При этом следует отметить, что отечественные учебные и учебно-методические пособия по дисциплине отсутствуют. Существующие учебники и учебные пособия по грунтоведению, изданные в разные годы в Российской Федерации, частично снимают эту проблему, однако различия в отечественных образовательном стандарте и учебной программе по этой дисциплине не позволяют использовать указанные пособия в нужном объеме.

Предлагаемое учебно-методическое пособие написано в соответствии с учебной программой, разработанной на кафедре геологии и географии Гомельского государственного университета имени Ф. Скорины, и нацелено на овладение студентами знаний о грунтах как многокомпонентных динамических системах. В пособии кратко рассмотрены основные компоненты, состав, состояние, строение и свойства грунтов. Должное внимание в нем уделено ознакомлению студентов с методиками исследований состава и свойств грунтов, нормативными документами, а также с существующей практикой проведения испытаний – особенностями применяемых методик, оборудования, что делает данное издание актуальным.

Учебно-методическое пособие по курсу «Грунтоведение» подготовлено коллективом авторов из числа преподавателей учреждений высшего образования, много лет занимающихся изучением грунтов различных регионов страны. Оно рассматривается как базовый элемент учебно-методического и дидактического обеспечения соответствующего курса, содержит различный представительный иллюстративный и табличный материал, что делает его полезным и в практической работе.



ВВЕДЕНИЕ

Грунтоведение в широком смысле слова – это наука о грунтах. Оно является научным направлением инженерной геологии, исследующим состав, состояние, строение и свойства грунтов и сложенных ими грунтовых толщ (геологических тел и массивов), закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под воздействием современных и прогнозируемых геологических процессов, формирующихся в ходе развития земной коры под влиянием совокупности всех природных факторов и в связи с инженерно-хозяйственной, прежде всего инженерно-строительной деятельностью человека.

Объектом изучения грунтоведения являются грунты и слагаемые ими грунтовые толщи (массивы) верхней части разреза земной коры, *предметом* – знания о грунтах, их составе, состоянии, строении и свойствах. При этом под *грунтами* понимают любые горные породы, почвы, осадки и антропогенные геологические образования, рассматриваемые как многокомпонентные динамические системы, исследуемые в связи с планируемой, осуществляемой или осуществленной инженерной деятельностью человека (Грунтоведение, 2005). В общем случае грунт – это минеральная или минерально-органическая, органо-минеральная, многокомпонентная, многофазовая система, которая включает твердую, жидкую и газообразную компоненты (как костную, так и живую) и изучается в инженерно-геологическом отношении (Бондарик, 1981; Грунтоведение, 2005).

Грунты существуют во многих видах и формах, могут в короткое время резко менять свой состав (например, потеря влаги), состояние (мерзлое – талое – мерзлое и др.) и свойства. Они многообразны в морфологическом отношении. Достаточно назвать лишь три группы грунтов, резко различающиеся по всем характеристикам: *скальные, дисперсные и мерзлые*. Первые включают собственно скальные и полускальные грунты. Среди вторых выделяются несвязанные и связанные грунты, причем каждая из этих категорий даже по наиболее существенным признакам состава может дифференцироваться на множество категорий, отличающихся друг от друга разными показателями. Спецификой третьих является наличие льда, формирующего особый тип структурных связей – криогенный.

В грунтоведении в качестве составных частей (научных разделов) выделяют общее, региональное и геодинамическое грунтоведение (Трофимов, Зилинг, 1999).

Общее грунтоведение – это научный раздел грунтоведения, исследующий общие особенности состава, состояния, строения и свойств грунтов и их ассоциаций, закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под воздействием природных и антропогенных современных и прогнозируемых геологических процессов. В рамках этого раздела исследуются логическое (общепланетарное) разнообразие химико-минерального и структурно-текстурного многообразия грунтов и их свойств и влияние на них различных факторов. Именно здесь разработано и развивается учение о закономерностях формирования названных особенностей грунтов и ходе прогрессивного и регрессивного литогенеза и их изменения под влиянием техногенеза, который подразумевает не только изучение воздействия техногенных факторов на природные грунты, но и создание грунтов с заданными свойствами. Этим занимается техническая мелиорация грунтов – специальная наука, и по объекту, и по предмету пересекающаяся с общим грунтоведением. Теоретико-методическая основа создания грунтов с заданными свойствами опирается на теорию общего грунтоведения, в частности на его разделы, описывающие закономерности взаимодействия компонент (и фаз) грунта.

Общее грунтоведение исследует объект, главным образом, в признаковом пространстве. При решении вопросов формирования состава и свойств грунтов – объект изучается в геологическом пространстве и геологической временной системе. При разработке технологии создания грунтов с заданными свойствами – объект можно исследовать как в пространстве признаков, так и в геологическом пространстве, но в физическом времени.

Региональное грунтоведение – научный раздел грунтоведения, исследующий особенности пространственного распределения грунтов, пространственно-временные закономерности формирования их состава, состояния и свойств и изменение под воздействием современных и прогнозируемых природных и антропогенных процессов. При решении части этих задач анализируются историко-геологические вопросы, по существу генетико-возрастные. В этом отношении генетическое грунтоведение в значительной части входит в региональное грунтоведение, которое по содержанию является генетико-региональным.

Региональное грунтоведение исследует свой объект чаще всего в геологическом пространстве, причем он (объект) может рассматриваться и в морфологическом, и в ретроспективном, и в прогнозном планах. Однако исследование объекта может проходить и в признаковом пространстве.

Региональное грунтоведение, являясь научным разделом грунтоведения, в то же время представляет и научный раздел региональной инженерной геологии. Именно региональное грунтоведение позволяет охарактеризовать вещественный состав, состояние и свойства пород, слагающих инженерно-геологические структуры разных иерархических уровней.

Геодинамическое грунтоведение – научный раздел грунтоведения, исследующий закономерности пространственно-временного изменения состава, состояния и свойств грунтов под влиянием природных и антропогенных современных и прогнозируемых геологических процессов. Объект – динамическая система – в этом случае обычно изучается в физической временной системе в геологическом пространстве; кроме того, он может исследоваться в пространстве признаков.

Геодинамическое грунтоведение является одновременно и частью инженерной геодинамики. Изучать экзогенный геологический процесс в отрыве от исследования режима свойств толщи грунтов, в которой он развивается, невозможно.

В соответствии с выделенными научными разделами весь комплекс задач, рассматриваемых в процессе изучения грунтов, как и инженерно-геологических исследований в целом, можно разделить на три типа: морфологические, ретроспективные и прогнозные (Грунтоведение, 2005).

Морфологические задачи – это задачи, связанные с изучением состава, состояния, строения и свойств анализируемых грунтов, их инженерно-геологических особенностей в целом. Методика их решения наиболее полно разработана в инженерной геологии.

Ретроспективные задачи нацелены на изучение истории формирования объекта исследования (грунтов) и его качеств. Их решение опирается на данные, полученные при исследовании морфологических задач. Эти материалы используются и при восстановлении последовательности событий во времени (исторические аспекты), и вскрытии причинно-следственных связей (генетические аспекты). Эти задачи решаются, как правило, в геологическом времени. Однако в некоторых случаях приходится оперировать и физическим временем (например, при анализе данных режимных наблюдений за развитием оползней, когда необходимо восстановить историю развития какого-либо оползневого массива).

Прогнозные задачи связаны с изучением поведения (динамики) исследуемого объекта в будущем при каких-либо воздействиях. Их решение опирается на данные, полученные при исследовании

морфологических и ретроспективных задач, и осуществляется в физическом времени. Методика решения прогнозных задач в инженерной геологии разработана слабее, чем методика анализа задач первых двух типов.

С научно-практической точки зрения все задачи, решаемые в грунтоведении, принято делить на общетеоретические и прикладные.

К *общетеоретическим задачам* относятся: исследование генетической обусловленности формирования состава, строения, состояния и свойств грунтов и слагаемых ими толщ и массивов; создание теории формирования различных генетических типов грунтов; оценка роли факторов техногенеза в постгенетических преобразованиях грунтов; разработка новых методов, методик, приборов и оборудования по изучению характеристик грунтов; изучение региональных и геодинамических факторов формирования грунтов и слагаемых ими толщ и массивов; теоретическое обоснование методов защиты территорий и объектов инженерно-хозяйственной деятельности человека от опасных природных и техногенных процессов и явлений; исследование влияния на грунты и слагаемые ими толщи и массивы геоэкологических и экологических факторов.

Прикладные задачи: инженерно-геологическое обоснование проектов инженерных сооружений и рационального использования верхних горизонтов земной коры для их размещения; оценка влияния природных и техногенных воздействий на состояние и свойства грунтов и их массивов как оснований, среды и материала для возведения инженерных сооружений; участие в практическом управлении природно-техногенными системами и природной литосистемой в целях сохранения присущих им функциональных особенностей (Грунтоведение, 2005).

В своих исследованиях грунтоведение опирается на *научный метод*, включающий две тесно связанные стороны. Первая – это объективное основание, в качестве которого выступает *теория познания* объекта данной науки, вторая – субъективная часть, представляющая собой *систему правил и способов*, позволяющих получать новые научные результаты или осуществлять практическую деятельность.

Объективным основанием грунтоведения является *теория формирования состава, строения, состояния и свойств грунтов и сложенных ими толщ*. По своему содержанию эта теория является *морфолого-генетико-исторической*. Из этого следует, что грунтоведение должно исследовать не только современные морфологические осо-

бенности грунтов, но и генетические и постгенетические закономерности формирования их состава, строения, состояния и свойств¹.

Субъективная часть метода грунтоведения включает так называемые общие методы познания, специальные общенаучные и общегеологические методы познания, частные методы познания геологических и сопредельных наук, а также частные специально ориентированные методы грунтоведения. В качестве первых – *общих* – методов познания выступают материалистическая диалектика и системный метод.

К *специальным общенаучным методам* познания относятся научные методы физики, механики, химии, математики, к *общегеологическим* – сравнительно-геологический метод.

Частные методы познания геологических наук, используемые в субъективной части научного метода грунтоведения, весьма обширны и включают в себя методы геологических наук (динамической геологии, тектоники, структурной геологии, геоморфологии, геофизики, минералогии, петрологии, литологии, геохимии, исторической геологии, палеогеографии, гидрогеологии, геокриологии), сопредельных наук (почвоведения, географии, климатологии, океанологии, биологии), а также собственно грунтоведческих лабораторных и полевых методов исследований (Грунтоведение, 2005). При этом надо заметить, что лабораторные методы исследований до настоящего времени остаются одним из основных видов работ по получению информации о составе и свойствах грунтов. В то же время они имеют ряд недостатков, главными из которых являются следующие: 1) довольно трудоемки и требуют больших затрат времени; 2) результаты отдельных анализов не дают достаточно точных результатов (например, определение модуля общей деформации, что бывает, связано с неправильным отбором монолитов, неправильным их хранением, низкой квалификацией исполнителя анализа); 3) определение свойств грунтового массива по результатам анализов небольшого количества образцов не позволяют получать верное представление о его свойствах в целом. Это связано с тем, что однотипные грунты, даже

¹ На основании данной теории В. Т. Трофимовым в 1999 г. был сформулирован основной закон грунтоведения, который выражается следующим образом: *состав, строение, состояние и свойства грунтов определяются их генезисом, характером постгенетических процессов и современным пространственным (координатным) положением*. Следует подчеркнуть, что указанное в формулировке «пространственное положение», включая глубину залегания грунта, определяет как тепло- и влагообеспеченность объекта, так и характер техногенного воздействия.

Автор этого закона предложил называть его законом Приклонского-Сергеева-Ломтадзе. Более общая его формулировка звучит так: *инженерно-геологические особенности горных пород, почв, осадков и техногенных геологических образований определяются их генезисом, характером постгенетических процессов и современным пространственным (координатным) положением*.

в пределах одного массива, все же имеют известные различия в своих свойствах.

Исследование грунтов в полевых условиях дает определенное преимущество перед лабораторным анализом. Это позволяет определять значения характеристик свойств в условиях естественного залегания грунтов без разрушения их структуры и текстуры, с сохранением режима влажности. При полевых исследованиях лучше, чем по результатам лабораторных анализов, моделируется работа массивов грунтов в основаниях зданий и сооружений.

Полевые методы исследований грунтов обеспечивают высокую точность результатов, поэтому их стали чаще использовать. При этом совершенствуется техническая оснащенность, применяются новые информационные и вычислительные технологии. Некоторые полевые методы относятся к экспресс-методам, что позволяет быстрее получать результаты изучения свойств грунтов.

Необходимо отметить, что если полевые методы дают хорошую возможность определять свойства в условиях естественного залегания грунтов, то они не всегда позволяют прогнозировать поведение массивов грунтов на период эксплуатации зданий и сооружений. Поэтому целесообразно разумно сочетать лабораторные и полевые методы.

Отечественное грунтоведение развивалось в процессе становления инженерной геологии как науки и обособилось в качестве самостоятельного научного направления изучения почв и грунтов в связи с задачами строительства с начала 1920-х годов. Научные основы грунтоведения были заложены в работах В. В. Докучаева, выдвинувшего генетический подход в почвоведении, распространившийся на грунтоведение; П. А. Земятченского, предложившего изучать глинистый грунт как физическое тело, образованное в определенных естественноисторических условиях; В. В. Охотина, детально исследовавшего зависимость физических и механических свойств грунтов от их минералогического состава и степени дисперсности; С. С. Морозова, разработавшего теоретические основы технической мелиорации грунтов. Уже на ранних этапах своего развития в грунтоведении было разработано множество методов и методик изучения состава, строения, состояния и свойств грунтов как на основе адаптации методов других наук (физики, физической химии, почвоведения и др.), так и разработки новых собственных методов, что позволило успешно решать научные и, главное, практические задачи. Крупный вклад в становление и развитие грунтоведения в первой половине XX века внесли Ф. П. Саваренский (труды о роли различных геологических процессов в формировании состава, строения, состояния и свойств грунтов);

Н. Я. Денисов (изучал просадочные грунты). Обобщающие труды по грунтоведению были выполнены М. М. Филатовым («Основы дорожного грунтоведения», 1936), И. В. Поповым («Основы инженерно-геологического грунтоведения», 1941), В. А. Приклонским («Общее грунтоведение», 1943).

Этап бурного и многопланового развития грунтоведения пришелся на послевоенные годы, начиная со второй половины 1940-х годов и вплоть до распада СССР в 1991 году. В этот период территориально расширился фронт исследований, охвативший многие территории и объекты Советского Союза, в том числе и Беларуси, были выдвинуты принципиально новые задачи геологического обоснования проектов создания ранее не возводившихся инженерных сооружений (крупные ГЭС, большие по объему и площади водохранилища, магистральные газо- и нефтепроводы и др.). Эти исследования охватили, по Е. М. Сергееву, «изучение грунтов от микроуровня до массива с целью рационального использования геологической среды». Все это выразилось в развитии теоретических и методических положений грунтоведения, «выходе» его на современные позиции. На данном этапе развития грунтоведение оформилось как научное направление инженерной геологии, включающее общее грунтоведение, геодинамическое грунтоведение и региональное грунтоведение.

В этот период огромный вклад в развитие методологических положений грунтоведения внесли Е. М. Сергеев, В. А. Приклонский, И. М. Горькова, Г. К. Бондарик, В. Д. Ломтадзе, В. Т. Трофимов. В изучении глинистых грунтов важнейшие результаты получены И. М. Горьковой, Н. Я. Денисовым, Р. С. Зиангировым, В. Д. Ломтадзе, И. Г. Коробановой, Л. И. Кульчицким, М. П. Лысенко, А. М. Монюшко, В. И. Осиповым, В. Н. Соколовым; лессовых грунтов – Ю. М. Абелевым, В. П. Ананьевым, Л. Г. Балаевым, В. С. Быковой, Н. В. Воляником, Б. Ф. Галаем, В. И. Коробкиным, В. И. Крутовым, Н. Н. Комиссаровой, А. К. Ларионовым, М. П. Лысенко, Г. А. Мавляновым, А. В. Минервинным, Ф. А. Никитенко, Е. М. Сергеевым, В. Т. Трофимовым, П. В. Царевым, Я. Е. Шаевичем; песчаных грунтов – И. В. Дудлером, В. А. Дуранте, А. Д. Потаповым, П. И. Фадеевым; скальных грунтов – Г. В. Алексеевым, Г. А. Голодковской, А. А. Варгой, С. Г. Дубейковским, Н. С. Красиловой, В. М. Ладыгиным, Л. В. Шаумян; мерзлых грунтов – С. С. Вяловым, С. Е. Гречищевым, Г. И. Дубиковым, Э. Д. Ершовым, Л. Т. Роман, Б. А. Савельевым, А. Д. Фроловым, П. А. Шумским, Л. П. Шушериной. Искусственные грунты и методы их создания в наиболее полном объеме охарактеризованы В. В. Аскалоновым, А. П. Афонинным, В. М. Безруком, С. Д. Воронкевичем, Л. В. Гончаровой, В. М. Кнатько, Ф. В. Котловым, С. С. Морозовым, Б. А. Ржанициным, В. А. Соколовичем.

Значительных успехов в изучении состава и свойств грунтов различных генетических типов на этом этапе развития грунтоведения достигли белорусские специалисты – И. И. Большедонов, А. М. Брылев, И. А. Бусел, В. Е. Быховцев, Е. Ф. Винокуров, В. Ф. Вишневский, И. А. Голубев, П. А. Дрозд, И. Е. Евгеньев, Ю. П. Еременко, А. С. Карамышев, Ю. Б. Колоколов, Н. И. Кригер, Г. В. Кузнецова, В. А. Кузьмицкий, П. С. Ковальчук, Е. М. Левкевич, В. Г. Лободенко, Н. И. Ловыгин, М. Ф. Макарович, П. Н. Макарук, Н. И. Марыныч, А. В. Матвеев, Л. Д. Медведев, Л. К. Морозова, М. А. Ситников, Ю. А. Соболевский, М. А. Солодухин, Н. И. Тычина, В. И. Шарай, Ю. Ф. Ходаковский.

Современные представления о структурных связях в грунтах разработали И. В. Попов, И. М. Горькова, В. И. Осипов, В. Н. Соколов, Л. К. Танкаева, о видах воды в грунтах и процессах на границе твердой и жидкой компонент – Е. М. Сергеев, Р. И. Злочевская, В. А. Королев, Л. И. Кульчицкий, Ф. Д. Овчаренко. Принципиально новые данные о морфологических особенностях микростроения всех типов грунтов электронно-микроскопическим методом получены Р. А. Дацко, Г. Г. Ильинской, Л. Г. Рекшинской, В. Н. Соколовым, о минеральном составе грунтов и их глинистой фракции – В. Г. Шлыковым.

Были достигнуты успехи в совершенствовании серийных и создании новых установок и приборов для лабораторных и полевых опытных работ (Л. С. Амарян, А. М. Васильев, Т. А. Грязнов, В. Я. Калачев, И. М. Литвинов, Ю. Г. Трофименков, К. И. Тыльчевский, В. И. Феронский, из белорусских исследователей – И. И. Большедонов, В. Ф. Вишневский, В. Г. Лободенко, В. Е. Мачула, В. В. Казарян, Н. И. Марыныч, Н. И. Тычина).

В течение этого этапа развития грунтоведения была опубликована огромная по объему научная, методическая, нормативная и учебная литература, среди которой следует отметить «Общее грунтоведение» (1952), опубликованное Е. М. Сергеевым, три издания (1949, 1952, 1955) «Грунтоведения», написанные В. А. Приклонским, два издания (1970, 1984) учебника «Инженерная геология. Инженерная петрология» В. Д. Ломтадзе, три издания (1971, 1974, 1983) учебника «Грунтоведение», созданного Е. М. Сергеевым, Г. А. Голодковской, Р. С. Зиангировым, В. И. Осиповым и В. Т. Трофимовым, учебное пособие «Методы лабораторных исследований физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтов» (1952) В. Д. Ломтадзе (позже пособие выходило в свет в 1970, 1972 и 1990 гг. под несколько иными названиями), «Лабораторные работы по грунтоведению и механике грун-

тов» Е. Г. Чаповского (1958, 1962, 1964, 1975), «Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород» под редакцией Е. М. Сергеева (1968, 1984), «Основы искусственного улучшения грунтов» Л. В. Гончаровой (1973), «Техническая мелиорация пород» под редакцией С. Д. Воронкевича (1984).

Итоги теоретических разработок всех научных направлений инженерной геологии, включая грунтоведение, были суммированы Г. К. Бондариком в «Общей теории инженерной (физической) геологии» (1981) и в коллективной монографии «Теоретические основы инженерной геологии» в 4 томах (1985–1986) под редакцией Е. М. Сергеева.

Главный итог рассматриваемого этапа развития грунтоведения – превращение данного научного направления инженерной геологии в зрелую науку с достаточно совершенным теоретическим базисом и разработанным аппаратно-методическим комплексом, которые позволили решить разные сложные задачи исследования грунтов.

Современный этап развития грунтоведения, в отличие от предыдущего, совпал с этапом перестройки общества и изменения экономических основ государства. Все это отрицательно отразилось на финансировании инженерно-геологических работ, особенно научных, и замедлило темпы развития исследований грунтов. Уменьшилось количество публикаций, сократилась численность работающих в системе инженерно-геологических исследований. Тем не менее, несмотря на сложности, в новых условиях существенно продвинулись практические и теоретические разработки, основанные на обобщении огромного количества накопленного изыскательского и экспериментального материалов, лабораторных исследованиях различных типов грунтов и внедрении современных технологий, в том числе геоинформационных систем. Выходит большое количество учебных и учебно-методических пособий по грунтоведению («Практикум по грунтоведению» под редакцией В. Т. Трофимова и В. А. Королева (1993), «Физико-химические свойства грунтов и методы их исследования» Н. П. Иваниковой, Е. М. Богданова, М. А. Лаздовской (1999), «Грунтоведение» под редакцией В. Т. Трофимова (2005), «Методы и качество лабораторного изучения грунтов» В. В. Дмитриева и Л. А. Ярг (2008) и др.), научных изданий теоретического и прикладного характера по проблемам изучения грунтов. В некоторых из них по-новому рассмотрены традиционные вопросы грунтоведения: В. Т. Трофимов «Генезис просадочности лессовых пород» (1997), «Лабораторные работы по грунтоведению» под редакцией В. Т. Трофимова и В. А. Королева (2008), В. А. Королев «Термодина-

мика грунтов» (1997, 2016), «Очистка грунтов от загрязнения (2002), Е. А. Вознесенский «Динамическая неустойчивость грунтов» (1999, 2014), И. Ю. Григорьева «Микростроение лессовых пород» (2002), А. Н. Галкин «Инженерная геология Беларуси. Ч.1. Грунты Беларуси» (2016), коллективная монография «Инженерная геология России. Т.1. Грунты России» под редакцией В. Т. Трофимова, Е. А. Вознесенского, В. А. Королева (2011) и многие другие.



РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМЕНИ Ф. СКОРИНЫ

1. ТИПЫ ПОКАЗАТЕЛЕЙ И КЛАССИФИКАЦИЙ В ГРУНТОВЕДЕНИИ. КЛАССИФИЦИРОВАНИЕ СВОЙСТВ ГРУНТОВ

В грунтоведении используется широкий круг показателей, которые описывают особенности формирования, состава, строения, состояния и свойств грунтов. Некоторые являются генетическими (или генетико-возрастными) и историко-геологическими, а другие – морфологическими показателями. Первые позволяют описать происхождение (генезис) грунта и последующую историю его формирования. Это по своему содержанию геологические показатели. Вторая группа показателей – морфологическая – является по содержанию преимущественно инженерно-геологическими. С их помощью описываются современные особенности грунтов.

Значительная часть морфологических показателей относится к категории качественных (например, цвет грунта, характер структурных связей в грунтах и др.), но большая их часть характеризуется количественными величинами. Обе категории используются при решении и морфологических, и ретроспективных, и прогнозных задач грунтоведения.

По назначению все показатели можно подразделить на два типа: классификационные и расчетные. В качестве первых могут выступать любые показатели, описывающие особенности состава, строения, состояния и свойств грунтов, на основе которых в исследуемой их выборке выделяются различные их категории (классы, типы, виды и др.). Именно классификационные показатели используются при создании классификаций грунтов по различным их особенностям (минеральному и гранулометрическому составу, величине набухания и др.).

Расчетными называются показатели, которые используются при проектировании в инженерных расчетах, а также при инженерно-геологических работах, в частности, при расчетах величин показателей одних свойств грунта по характеристикам его состава или других свойств. В качестве расчетных может использоваться широкий круг показателей состава (гранулометрический состав, влажность и др.) и свойств (в первую очередь прочностных, деформационных, водопроницаемости) грунтов (Грунтоведение, 2005).

По представительности показатели, используемые для характеристики грунтов, подразделяются на частные, обобщенные и расчетные.

Частные, или *индивидуальные*, характеризуют любую особенность состава, строения, состояния или свойства грунта в конкретной точке.

Обобщенные (средние) показатели описывают те же особенности грунта, но применительно к определенной выборке, полученной при исследовании одного образца грунта в разных его точках или разных образцов одного грунта, отобранных по той или иной системе опробования в толще. К этой же категории относятся так называемые нормативные и расчетные показатели, которые вычисляют для каждого выделенного инженерно-геологического элемента (слоя грунта). За нормативное значение характеристики принимают среднее арифметическое значение результатов частных определений. При переходе к расчетному значению учитывается, что среднее значение вследствие неоднородности грунта и ограниченного числа определений может содержать ошибку, которая должна быть исключена. Расчетные значения устанавливают для характеристик, используемых в расчетах оснований и фундаментов.

Показатели состава, строения, состояния и свойств грунтов используются для составления классификаций разного содержания, объема и назначения. В них исследованное множество грунтов на основе выбранных признаков подразделяется на классы, типы, виды и др.

Классификация грунтов – это система деления совокупности (объем которой составляют все грунты) соподчиненных единиц (классов, видов, разновидностей и др.) объекта (понятия) «грунт», используемая для установления между ними связей, взаимоотношений, необходимых для достижения поставленной цели.

Выделяют частные, отраслевые, региональные и общие классификации. Все они строятся как классификации в признаковом пространстве.

Частные классификации представляют собой логические построения, подразделяющие множество грунтов по одному или нескольким конкретным, как правило, количественным, морфологическим, для состава и свойств грунтов признакам. Например, классификация грунтов по гранулометрическому составу, классификация глинистых грунтов по показателю консистенции, классификация грунтов по величине деформации набухания или давления набухания. Так, в СТБ 943–2007 «Грунты. Классификация» используются 23 частные классификации, разделяющие все множество грунтов, а также грунты одного класса или вида на более мелкие подмножества.

Отраслевые классификации представляют собой частные классификации грунтов, разработанные применительно к задачам и требованиям определенного, конкретного вида инженерно-хозяйственной, прежде всего строительной, деятельности человека. Такие классификации разрабатывались, к примеру, применительно

к требованиям дорожного, гидротехнического и других видов строительства.

В *региональных классификациях* систематизируются знания о грунтах, развитых на определенной территории (например, Гомельской области, Белорусского Поозерья и т. д.). При их построении учитываются не только количественные и качественные, но и генетико-возрастные показатели. В виде региональных могут рассматриваться и частные классификации, привязанные к химико-минеральным особенностям грунтов определенной территории (например, классификация песчаных грунтов Беларуси).

Общая классификация призвана рассматривать полное, глобальное многообразие (полное множество) грунтов и систематизировать их в определенную, логически непротиворечивую иерархическую систему. При ее составлении осуществляется логическая операция деления понятия «грунт» по выбранным классификационным критериям, в качестве которых могут быть использованы и генетико-возрастные, и морфологические показатели. Каждая из этих групп показателей должна использоваться на определенных этапах классифицирования, но смешивать их на одном этапе нельзя.

С вопросами о типах показателей и классификаций грунтов тесно связана и проблема классифицирования свойств грунтов. Любой грунт обладает бесчисленным множеством свойств или качеств. Свойства грунтов характеризуются показателями – физическими величинами, общими в качественном отношении для многих грунтов, но в количественном отношении – индивидуальными для каждого из них. Свойства, характеризующие воздействие на грунты различных физических полей – гравитационного, магнитного, электрического и других, принято называть физическими. Физико-химическими называются свойства, отражающие особенности внутренних химических процессов в грунтах и поверхностных физико-химических явлений и процессов. Эти свойства определяются составом, строением грунтов, структурными связями, его состоянием и являются в значительной мере имманентными, т. е. отражающими внутреннюю сущность грунтов. Третья группа – свойства физико-механические – включает качества, отражающие реакцию грунта на внешние механические воздействия: сжатие, изгиб, разрыв и др. В зависимости от характера внешнего воздействия один и тот же грунт может проявлять упругие или пластические свойства, быть твердым или текучим и т. д.

Разделение свойств-качеств грунта на группы условно, многие свойства различных групп взаимозависимы. Например, сопротивление

ние сжатия глинистого грунта определяется не только деформационными свойствами грунта и характером внешнего воздействия, но и его физико-химическими свойствами и т. д. В то же время такое разделение удобно для анализа свойств, сопоставления результатов их взаимовлияния и общепринято. Значительная группа качеств отражает структурные особенности грунта. К ним относятся такие пространственные характеристики, как гранулометрический состав, окатанность, пористость, блочность и др. Наконец, ряд свойств отражает реологические, динамические особенности грунта: консолидацию, виброползучесть и др.

Три группы свойств и их показателей отражают, применительно к грунтам, триаду основных философских категорий – материю, пространственную и временную формы ее существования. Выбор комплекса свойств, необходимых для решения конкретной задачи, определяется инженерно-геологическими условиями, в том числе составом, структурными особенностями, состоянием исследуемых грунтов, изменчивостью их в пространстве и времени, типом и ответственностью сооружения, стадией изысканий (Дмитриев, Ярг, 2008).

При решении практически всех задач определяются классификационные показатели свойств грунтов: а) для скальных и полускальных – наименование по минеральному составу, предел прочности на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии; б) для крупнообломочных – гранулометрический состав и степень окатанности частиц, классификационные показатели и содержание заполнителя, степень однородности; в) для песчаных – гранулометрический состав и степень однородности; г) для глинистых – число пластичности и гранулометрический состав.

Как правило, используются показатели физических и физико-химических, структурных свойств, характеризующих соотношение в грунте масс и объемов основных фаз и компонентов, а также оценивающих состояние грунта. Такими показателями являются: характеристики влажности (W , W_g), плотности грунта (ρ_s , ρ_d , ρ), пористости (n , e), степень водонасыщения пор водой (S_r), льдистость (L_c , L_b), показатель текучести (I_L) и др.

Значения показателей свойств грунтов определяют в лабораторных и полевых условиях, вычисляют аналитически. В лабораторных условиях изучают образцы исследуемых грунтов с нарушенной и ненарушенной структурой (монолиты). Перед испытанием производят описание грунта. Лабораторные определения показателей выполняют в соответствии с указаниями государственных стандартов

(СТБ, ГОСТ), по общепринятым методикам, оригинальными методами. Система взаимоувязанных ГОСТов, действующая в пределах одной области науки, отрасли производства, обеспечивает требуемый уровень качества продукции, имеет весьма важное значение и является национальным достоянием страны. Государственные стандарты подсистемы «Грунты», насчитывающие около 90 нормативов, тесно связаны со всеми стандартами строительной отрасли. Они позволяют минимизировать влияние субъективных факторов на операции в технологической цепочке, начинающейся от отбора пробы (монолита или образца), включающей транспортировку, хранение пробы, подготовку к анализу, испытания с помощью лабораторного оборудования и заканчивающейся обработкой результатов испытаний и передачей итогов потребителю продукции. Система ГОСТов позволяет сделать сопоставимыми результаты исследований грунтов, полученных в разных организациях, лабораториях, на разных приборах, устройствах, установках и т. д. Она является гарантом качества испытаний и их результатов, требуемого уровня соответствия получаемого предмета исследуемому объекту (Дмитриев, Ярг, 2008). Например, для определения показателей плотности и влажности грунтов установлен ГОСТ 5180–84. Выбор модификации метода определения значений показателей, соответствующих стандарту, определяется свойствами грунтов и целью испытаний, указанными в ГОСТе.

Требуемое качество результатов определения показателей свойств грунтов обеспечивается также параллельными испытаниями двух проб, отбираемых из исследуемого образца грунта. Итог определения вычисляют как среднее арифметическое из результатов двух параллельных определений. Разница между параллельными определениями не должна превышать значений, указанных, например, в приложении ГОСТ 5180–84 (таблица 1.1). Если разница превышает допустимую, количество определений следует увеличить.

Традиционно показатели свойств грунтов разделяются грунтоведами на показатели состава, состояния, структуры и свойств грунтов. Последние делятся на показатели физических, физико-химических и физико-механических свойств.

В 1996 г. В. А. Королев расширил и конкретизировал систематику свойств грунтов и их показателей. При этом *под свойством грунта автор предлагает понимать различные его (грунта) особенности, проявляющиеся при взаимодействии с внешними силовыми и энергетическими полями разной природы или веществами (вещественными полями) и приводящие к изменению каких-либо качеств грунта.*

Таблица 1.1 – Допустимая погрешность результатов параллельных измерений

Характеристика	Значения показателя	Допустимая разница результатов параллельных измерений
Влажность грунта (W)%	до 5	0,2
	от 5 до 10	0,6
	от 10 до 50	2,0
	от 50 до 100	4,0
	более 100	5,0
Граница текучести (W_l), %	до 80	2,0
	80 и более	4,0
Граница раскатывания (W_p), %	до 40	2,0
	40 и более	4,0
Плотность грунта (ρ), г/см ³	песчаные,	0,04
	пылевато-глинистые грунты	0,03

За основу новой систематизации свойств грунтов В. А. Королевым приняты два принципиальных положения: 1) наиболее крупные таксономические единицы свойств (классы) должны выделяться по природе этих свойств: химические, физико-химические, физические и биотические; 2) в таксономическом ряду свойств выделяются классы, подклассы, типы и группы свойств, причем в пределах последних обособляется ряд свойств, характеризующихся конкретными показателями (параметрами), используемыми в инженерно-геологических целях.

Систематика грунтов, разработанная на основе указанных положений, приведена в таблице 1.2.

Класс химических свойств объединяет свойства грунтов, которые отражают или характеризуют происходящие в них химические изменения минерального состава, жидких или газовых компонент. Класс физико-химических свойств включает свойства грунтов, которые определяются различными физико-химическими взаимодействиями на границе раздела компонент и фаз грунта и в его объеме, не сопровождающимися химическими преобразованиями или реакциями. В класс физических свойств объединяются свойства, которые проявляются в грунтах под действием различных физических полей. Класс биотических свойств охватывает свойства, отражающие биотические взаимодействия в грунтах с участием живой (биотической) компоненты.

Таблица 1.2 – Систематика свойств грунтов (по В. А. Королеву, 1996)

Класс	Подкласс	Тип	Группы свойств (их показатели)		
			Емкостные (поглощение, накопление, содержание или отдача)	Транспортные (проницаемость, проводимость или сопротивление)	Критические (изменение состояния)
1	2	3	4	5	6
Химические	Реакционные	Статические	Содержание реагирующих компонентов, %. Засоленность, %. Кислотность, рН, еН Агрессивность Зольность, % и др.		ПДК веществ Энергия кристаллической решетки
		Кинетические		Константа скорости химической реакции, Дж/моль·с	Теплота сгорания, Дж/моль Теплота реакции, Дж/моль Энергия активации, Дж/моль
Физико-химические	Поверхностные	Адсорбционные	Емкость монослоя, % Адсорбция, моль/м ² Максимальная гигроскопическая влажность, % Гигроскопичность, %		Удельная поверхностная энергия, Дж/моль Теплота реакции, Дж/моль Энергия активации, Дж/моль
		Ионообменные	Емкость поглощения, мг·экв/100 г	Константа скорости ионного обмена	
		Смачивания	Коэффициент гидрофильности Угол смачивания, градус Коэффициент поверхностного натяжения, Дж/м ²	Скорость смачивания, град/с или м/с	Удельная теплота смачивания, Дж/м ² Критический угол смачивания, градус
		Адгезионные	Число адгезии, ед. или % Коэффициент удаления, ед., % Максимальная липкость, МПа Энергия адгезии, Дж/м ² Энергия когезии, Дж/м ²		Коэффициент прилипания Влажность начального прилипания, % Коэффициент максимальной липкости, %
		Растворимости	Растворимость грунта, г/л или %	Скорость растворения	Интегральная теплота растворения, Дж/моль

Продолжение таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6	
Физико-химические	Объемные	Диффузионно-осмотические		Коэффициент молекулярной диффузии, м ² /с Коэффициент эффективной диффузии, м ² /с Коэффициент осмоса, см ⁵ /с·моль Коэффициент диффузивности, м ² /с Коэффициент термовлагопереноса, см ² /с·°		
		Капиллярные	Капиллярная влагоемкость, % Высота капиллярного поднятия, м Капиллярное давление, МПа	Коэффициент теплопроводности, м ² Скорость капиллярного поднятия воды, м/с	Коэффициент поверхностного натяжения, Дж/м ²	
		Набухания	Влажность свободного набухания, % Степень набухания	Скорость набухания, м/с Период набухания, с	Давление набухания, МПа	
		Усадки	Объемная усадка, % Линейная усадка, %	Скорость линейной усадки, м/с Скорость объемной усадки, м ³ /с	Влажность предела усадки, %	
		Просадочности	Относительная просадочность Коэффициент макропористости	Скорость просадки, м/с	Начальное давление просадочности, МПа Начальная влажность просадочности, %	
		Тиксотропии	Коэффициент тиксотропного упрочнения Коэффициент разупрочнения	Время тиксотропного упрочнения, с		
		Водопрочности	статические	Время размокания, с	Скорость размокания, г/с	Коэффициент размягчаемости
			динамические		Интенсивность размыва, м/с	Критическая (размывающая) скорость потока, м/с

Продолжение таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6
	Плотностные	Статические	Плотность твердых частиц, $\text{кг}/\text{м}^3$ ($\text{г}/\text{см}^3$) Плотность грунта, $\text{г}/\text{см}^3$ Плотность скелета, $\text{г}/\text{см}^3$ Пористость общая, % Пористость открытая, % Коэффициент пористости Коэффициент плотности		Критическая пористость, %
Физические	Тепловые	Статические	Удельная теплоемкость, $\text{Дж}/(\text{кг}\cdot\text{К})$ Объемная теплоемкость, $\text{Дж}/(\text{м}^3\cdot\text{К})$ Температура грунта, К	Коэффициент теплопроводности, $\text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ Коэффициент температуропроводности, $\text{м}^2/\text{с}$	Теплота плавления, $\text{Дж}/\text{кг}$ Температура плавления, К Коэффициент линейного расширения, К^{-1} Коэффициент объемного расширения, К^{-1}
		Динамические			Коэффициент термостойкости Коэффициент морозостойкости
	Электрические	Статические	Абсолютная диэлектрическая проницаемость, Ф/м Относительная диэлектрическая проницаемость Поверхностный заряд, Кл	Удельная электропроводность, $(\text{Ом}\cdot\text{м})^{-1}$ Удельное электросопротивление, $\text{Ом}\cdot\text{м}$	Электрическая прочность, В/м
		Электрохимические	Коррозионная активность, лет	Скорость подземной коррозии, г/с	
		Электрокинетические	ζ -потенциал, мВ Приведенная толщина ДЭС, см	Коэффициент электроосмоса, $\text{см}^2/\text{В}\cdot\text{с}$ Коэффициент электропроводности Электроосмотический перенос, $\text{см}^3/\text{А}\cdot\text{с}$ Скорость электрофореза Удельная поверхностная проводимость, Ом^{-1}	

Продолжение таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6
Физические		Электромагнитные (волновые, динамические)	Коэффициент поглощения, м ⁻¹ Тангенс угла диэлектрических потерь	Скорость распространения электромагнитных волн, м/с Коэффициент преломления Коэффициент отражения Критический угол полного внутреннего отражения, градус Удельное волновое сопротивление, Гн/Ф	
	Магнитные	Статические	Объемная магнитная восприимчивость, Гн/м Остаточная намагниченность, А/м	Абсолютная магнитная проницаемость, Гн/м Относительная магнитная проницаемость	Коэрцитивная сила, А/м
	Радиационные	Статические	Удельная радиоактивность, Бк(1/с) Эффективное сечение рассеяния, м ⁻¹ Эффективное сечение поглощения	Длина замедления нейтронов, м Время замедления нейтронов, с	
	Газофизические	Статические	Воздухоёмкость, % Газоносность, % Растворимость газа в поровой воде, м ³ /м ³	Газопроницаемость абсолютная, м ² или Д Газопроницаемость эффективная, м ² или Д Газопроницаемость относительная	
	Гидрофизические	Статические	Влагоёмкость полная, % Влагоёмкость капиллярная Влагоёмкость молекулярная Водоотдача, % Влажность весовая, % Влажность объемная, % Коэффициент влажности	Коэффициент фильтрации, м/с Коэффициент водопроницаемости, м ² или Д	Начальный градиент фильтрации, ед.

Продолжение таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6
Физические	Механические	Статические	Пластичные Число пластичности, % Показатель консистенции Пластическая прочность, МПа		Влажность нижнего предела пластичности, % Влажность верхнего предела пластичности, % Предел текучести, МПа
			Упруго-пластичные Модуль общей деформации, МПа Коэффициент общей поперечной деформации Коэффициент компрессии Компрессионный модуль деформации, МПа Коэффициент сжимаемости, МПа ⁻¹	Период релаксации, с Коэффициент вязкости, Па·с Коэффициент консолидации, см ² /с Степень консолидации, %	Порог ползучести, МПа Предел прочности на сжатие, МПа Предел прочности на растяжение Предел прочности на сдвиг Предел длительной прочности Сцепление, МПа Угол внутреннего трения, градус Коэффициент крепости Долговечность, с
			Упругие Модуль упругости, МПа Модуль сдвига Модуль объемного сжатия Коэффициент Пуассона Твердость, МПа		Предел упругости, МПа Долговечность, с
		Динамические (периодические, акустические)	Коэффициент поглощения (затухания), м ⁻¹ Динамический модуль упругости, МПа Коэффициент виброуплотнения	Скорость упругих волн продольных, м/с Скорость упругих волн поперечных Скорость упругих волн поверхностных Коэффициент преломления Коэффициент отражения Удельное волновое сопротивление, Па·с Критический угол полного внутреннего отражения, градус Вибровязкость, МПа·с	Критическое ускорение, м/с ² Усталостное разрушение ПДУ вибрации, колебаний, ДБ Критическая скорость смещения частиц, мкм/с

Продолжение таблицы 1.2

1	2	3	4	5	6
Физические	Механические	Динамические (импульсные)	Радиус камуфлетной полости, м Зона дробления, м	Ударная вязкость	Взрываемость, кг/м ³
Биологические	Микробиологические	Статические	Общее содержание микроорганизмов в грунте, ед./см ³ Биокоррозия		ПДК содержания микроорганизмов БПК Коли-индекс Коли-титр
		Биологической активности (динамические)	Азотфиксация, см ³ /г Дыхание, см ³ /г Разложение целлюлозы, мг/см ² Ферментативная активность Интенсивность хемосинтеза, см ³ /г Образование метана, см ³ /сут		

Подклассы свойств выделяются по особенностям различных полей, в которых проявляются данные свойства. Так, в классе физико-химических свойств выделяется подкласс поверхностных свойств, которые обуславливаются в грунтах действием поверхностных полей различной природы, а также подкласс объемных свойств, проявляющихся во всем объеме грунта.

В классе физических свойств выделяется восемь подклассов: 1) плотностные (массовые), проявляющиеся в гравитационном поле; 2) тепловые – в тепловом поле; 3) электрические – в электрическом поле; 4) магнитные – в магнитном поле; 5) радиационные – в радиационном поле; 6) газодинамические – в газодинамическом (пневматическом) поле; 7) гидродинамические – в гидравлическом поле; 8) механические – в поле механических напряжений.

Различные поля могут быть постоянными во времени (стационарными) или переменными (нестационарными). С последними, в частности, связаны проявления динамических, колебательных или циклических свойств грунтов. Поэтому типы свойств грунтов могут быть установлены по особенностям изменения поля во времени, а также по конкретным характерным особенностям свойств. В этой связи изучение поведения грунтов при динамических воздействиях

актуально не только для воздействий механической природы, но также и для воздействий иной природы, например динамических тепловых, электрических, магнитных и др.

В каждом типе В.А. Королевым выделены некоторые одинаковые группы свойств. Они устанавливаются по наиболее общим особенностям, присущим грунту и характеризующим: 1) поглощение (накопление и сохранение) грунтом какой-либо субстанции (вещества, энергии) или ее отдачу (емкостная группа свойств грунта, характеризующая в основном скалярными параметрами); 2) проводимость, проницаемость грунта или его сопротивление прохождению какой-либо субстанции (транспортная группа свойств грунта, характеризующая в основном тензорными величинами); 3) качественное изменение состояния грунта или его переход в иное состояние под тем или иным критическим (пороговым) воздействием (критическая, пороговая группа свойств, характеризующаяся и скалярными, и тензорными величинами – предельными для данного грунта показателями).

Выделение этих трех групп свойств важно еще и с эколого-геологических позиций, поскольку в этих целях легко вычислить показатели, отражающие поглотительные (емкостные) особенности грунтов как компонентов геологической среды, имеющие важное значение при оценке ее ресурсной и геохимической функции, их транспортные (миграционные) характеристики (особо важные для оценки геохимической и геодинамической функций) и, наконец, критические параметры, которые могут оказаться особенно полезными при выявлении предельно допустимых уровней (ПДУ) различных техногенных воздействий на геологическую среду.



2. СОСТАВ ГРУНТОВ

Как ранее уже отмечалось, грунт – это минеральная или органическая, органоминеральная, многокомпонентная, многофазовая динамическая система, которая изучается в инженерно-геологическом отношении. Составляющими компонентами грунтовой системы являются (рисунок 2.1): твердая компонента (минеральная, органическая и ледяная составляющие), жидкая компонента (содержащиеся в пустотах пород природные воды), газообразная компонента (газы в пустотах пород) и биотическая живая компонента (макро- и микроорганизмы, обитающие в горных породах).

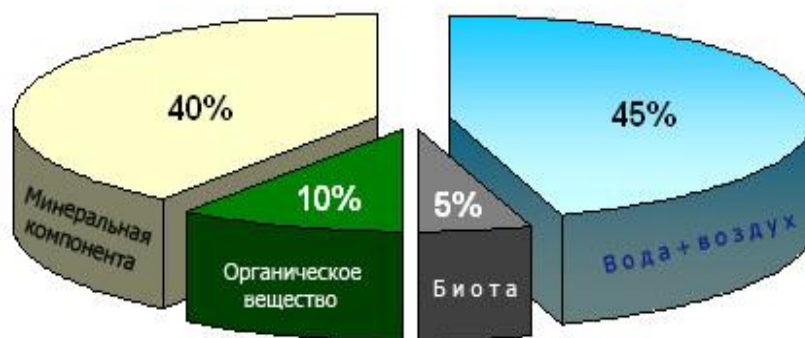
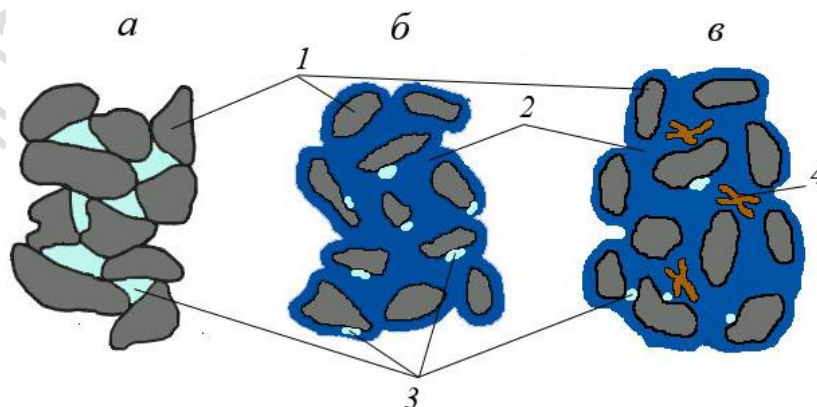


Рисунок 2.1 – Основные компоненты грунтовой системы

Соотношение компонент в грунтах определяет их состояние и свойства. В зависимости от того, полностью или частично будут заполнены поры водой (или газом) и содержатся в них живые микроорганизмы или нет, грунты могут являться двух-, трех- и четырехкомпонентными системами (рисунок 2.2).



a – двух-, *б* – трех-, *в* – четырехкомпонентная система.

Компоненты: 1 – твердая, 2 – жидкая, 3 – газообразная, 4 – биотическая живая

Рисунок 2.2 – Соотношение компонент грунта

Если грунт состоит из твердых частиц и все поры заполнены водой, то он является двухфазной системой. В большинстве случаев в грунте кроме твердых частиц и воды имеется воздух или иной газ, либо растворенный в воде, либо находящийся в виде пузырьков. Такой грунт является трехфазной системой. Содержащийся в грунте лед придает ему специфические свойства, которые приходится учитывать, особенно при строительстве в районах распространения многолетнемерзлых грунтов. Мерзлый грунт является четырехфазной системой. В некоторых грунтах присутствуют органические вещества в виде растительных остатков или гумуса. Наличие даже сравнительно небольшого количества таких веществ в грунте существенно отражается на его свойствах.

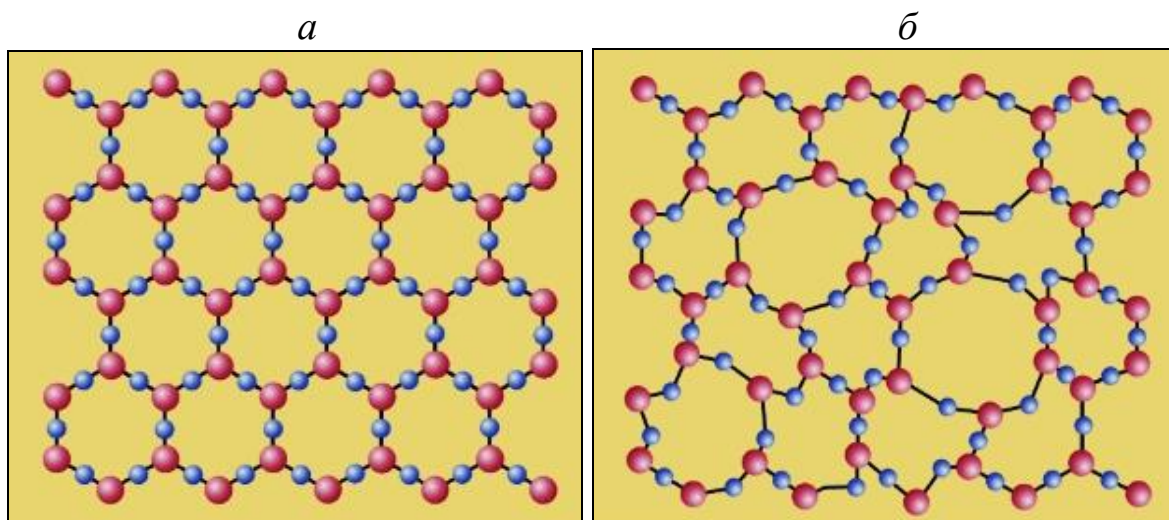
2.1. Твердая компонента грунтов

При инженерно-геологическом изучении грунтов твердая компонента подразделяется исходя из главной конечной цели инженерно-геологических исследований – выявления важнейших особенностей грунтов и слагаемых ими массивов, обеспечивающих устойчивое функционирование инженерного сооружения и их комплексов. Среди них наиболее важными являются прочность и деформируемость грунтов, их физические и физико-химические свойства. Они, в свою очередь, во многом зависят от количественного содержания самой компоненты, ее физического состояния и химико-минерального состава.

Физическое состояние твердой компоненты грунтов. С физической точки зрения компоненты грунта, находящиеся в твердом состоянии, характеризуются стабильностью формы и определенным характером теплового движения атомов, совершающих малые колебания около положений равновесия. Выделяется два типа состояний твердой компоненты грунтов: *кристаллическое* и *аморфное*. В строении первого типа наблюдается закономерное расположение частиц – атомов, ионов, молекул, образующих ряды, плоские сетки, пространственную решетку. В строении второго – каких-либо закономерностей в расположениях частиц не выявляется (рисунок 2.3). Другими словами, в строении твердой компоненты грунта, находящейся в кристаллическом состоянии обнаруживается ближний и дальний порядок в расположении составляющих их частиц. В аморфных твердых компонентах присутствует только ближний порядок, дальний порядок для них не характерен.

Согласно законам физики твердого тела, кристаллическое состояние, т. е. периодическое расположение одинаковых групп частиц,

соответствует наименьшему энергетическому состоянию системы атомных частиц (атомов, ионов, молекул). Поэтому с термодинамической точки зрения аморфное состояние твердых компонент грунта не является равновесным и с течением времени (в том числе геологического) оно переходит в кристаллическое.



a – кристаллическое, *б* – аморфное

Рисунок 2.3 – Типы состояний твердой компоненты грунтов

Прочностные и деформационные свойства грунта зависят от прочности составляющих его твердых компонентов (кристаллов минералов, зерен и обломков пород, минеральных частиц и др.) и характера связи между ними. Прочность самих твердых компонентов определяется прочностью и характером связей внутри них. Минералы с одинаковым химическим составом могут иметь разную прочность вследствие различий в их кристаллической структуре и характере химических связей внутри самого кристалла. И наоборот, разные по химическому составу минералы, но обладающие близкими по свойствам структурными связями, могут иметь одинаковую прочность и деформируемость. Следовательно, подразделение твердых компонентов по химическому составу (например, в минералогии) для целей инженерной геологии не подходит. Поэтому в инженерно-геологических целях более обоснованно и целесообразно проводить подразделение твердой компоненты по преобладающему типу связей внутри этой компоненты – чем прочнее преобладающие в твердой компоненте связи, тем прочнее и компонента в целом.

Типы химической связи в твердой компоненте грунтов. По характеру связей и пространственному распределению электронов в твердых компонентах грунтов выделяется пять типов связи: ковалентный, ионный, металлический, водородный и молекулярный.

Ковалентные связи образуют атомы (или группы атомов), на валентных орбиталях которых имеются неспаренные электроны, обобществление которых ведет к формированию общей для связывающихся атомов электронной пары (по одному электрону от каждого атома). При образовании ковалентной связи из одинаковых атомов распределение электронной плотности в орбиталях связывающихся электронных пар строго симметрично по отношению к обоим атомным центрам (неполярные связи). Атомы с различной электроотрицательностью (валентностью) образуют полярные ковалентные связи, в которых электронное облако связи смещено в сторону более электроотрицательного атома (рисунок 2.4). Ковалентные связи свойственны силикатным минералам, они очень прочны и характеризуются направленностью. Многие кристаллические соединения с ковалентными связями тугоплавкие и обладают высокой твердостью (алмаз) и прочностью. Однако ковалентные связи могут существовать не только в твердых кристаллах, но и в жидкостях (в молекулах воды), а также в органических соединениях (в молекулах органических соединений, например С–С, С–Н, С–N и др., где знак «—» означает ковалентную связь).



Рисунок 2.4 – Ковалентная связь в твердой компоненте грунтов

Ионные связи образуются кулоновскими силами притяжения противоположно заряженных ионов: катионов и анионов (рисунок 2.5).

Ионные связи вследствие своей электростатической природы не обладают направленностью и насыщенностью. Ненасыщенность ионной связи проявляется в склонности соединений с такой связью к образованию кристаллических решеток, в узлах которых каждый ион окружен максимально возможным числом ионов противоположного заряда. Ионные связи характерны для многих солей (галогенидов, сульфатов, карбонатов). Наиболее характерное свойство соединений с ионным типом связи, в отличие от ковалентного – растворимость,

т. е. их способность к диссоциации ионов в растворах в полярных растворителях. Обусловлено это тем, что энергия сольватации ионов молекулами растворителя выше энергии ионной связи в кристалле.

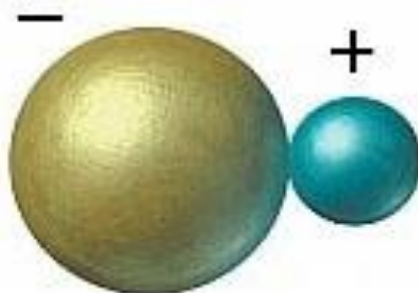


Рисунок 2.5 – Ионная связь в твердой компоненте грунтов

Металлические связи образуются в соединениях между элементами, обладающими свободными валентными орбиталями и низкой энергией ионизации. Такие связи характерны для всех соединений, относящихся к металлам – веществам с высокой электро- и теплопроводностью, обусловленными значительной подвижностью электронов в кристаллической решетке (рисунок 2.6).

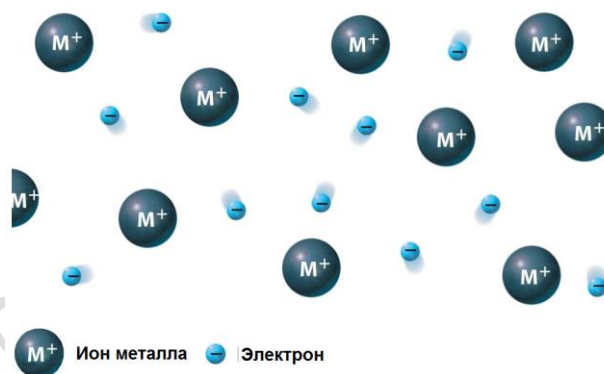


Рисунок 2.6 – Металлическая связь в твердой компоненте грунтов

Металл представляет собой ряд положительных ионов, локализованных в определенных положениях кристаллической решетки и погруженных в «море» свободных подвижных электронов, что отличает ненаправленную металлическую связь от направленной ковалентной. Энергия связей между электронами и ядрами в кристаллах металлов относительно мала, она минимальна у щелочных металлов и возрастает с увеличением заряда ядра, достигая наибольших значений у переходных металлов.

Водородные связи представляют собой особый тип так называемой трехцентровой связи: $X-H \cdots Y$ (знак « $-$ » означает ковалентную связь, а знак « \cdots » – водородную), в которой центральный атом водо-

рода H, соединенный ковалентной связью с электроотрицательным атомом X (например, атомами O, C, N, S и др.), образует дополнительную связь с атомом Y (например, атомами N, O, S и др.), имеющим направленную вдоль линии этой связи неподеленную электронную пару (рисунок 2.7).

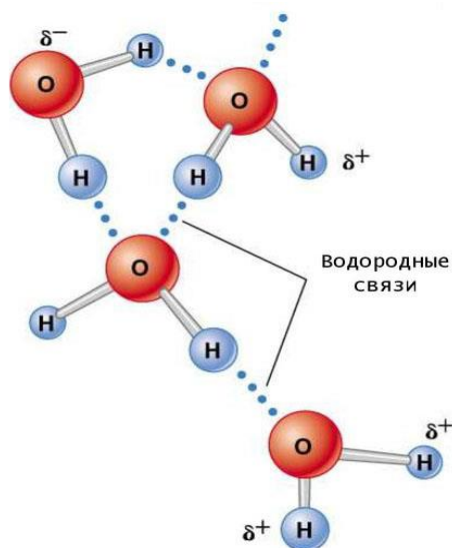


Рисунок 2.7 – Водородная связь в твердой компоненте (лед) грунтов

Различают меж- и внутримолекулярные водородные связи. Водородные связи характерны для водородсодержащих твердых компонентов грунта – льда, кристаллогидратов, некоторых глинистых минералов и др.

Молекулярные связи (силы Ван-дер-Ваальса) обусловлены взаимной поляризацией молекул и поэтому могут возникать как между полярными, так и между различными нейтральными молекулами. Это весьма слабые связи, которые могут существовать в твердых молекулярных кристаллах (например, отвердевших инертных газах, газогидратах и др.) (рисунок 2.8), а также в органических твердых компонентах и глинистых минералах.

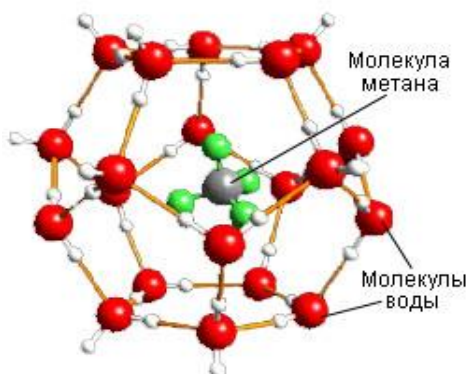


Рисунок 2.8 – Молекулярная связь в «твердом» гидрате метана

Твердые тела с молекулярными связями имеют низкую точку плавления и заметно сублимируют.

Основываясь на выделении преобладающего типа связи, твердые компоненты грунтов подразделяются на следующие группы, существенно различающиеся по своим свойствам:

- минералы с преобладанием ковалентных связей – первичные силикаты;

- с преобладанием ионных связей – ионные минералы и соли;

- с преобладанием металлических связей – металлические соединения;

- с преобладанием ковалентных и наличием молекулярных и водородных связей – глинистые минералы;

- компоненты с преобладанием молекулярных и наличием ковалентных связей – органическое вещество и органо-минеральные комплексы;

- компоненты с преобладанием водородных, молекулярных и наличием ковалентных связей – лед и газогидраты.

2.1.1. Минеральная компонента грунтов

Твердая компонента грунтов состоит из первичных и вторичных минералов (частиц). Первичные, или порообразующие, минералы (кварц, полевые шпаты и др.) преимущественно формируют скелет грунта. Вторичные (глинистые минералы, оксиды и гидроксиды железа и алюминия и др.) минералы, образовавшиеся в результате различных физико-химических процессов, часто выполняют роль цементирующего вещества. Они оказывают огромное влияние на свойства грунтов. Особенно это относится к глинистым минералам, которые отличаются исключительно высокой дисперсностью (размер частиц менее 1 мкм) и гидрофильностью.

Состав и свойства первичных силикатов. Природные силикаты представляют собой химические соединения с комплексным кремнекислородным радикалом и преобладающими ковалентными связями. Это наиболее распространенные минералы, которые слагают более 75 % земной коры (вместе с кварцем около 87 %) и более 95 % магматических горных пород. Они включают более 800 минеральных видов, в том числе важнейшие порообразующие – полевые шпаты, пироксены, амфиболы, слюды, оливин и др.

Происхождение силикатов эндогенное, главным образом магматическое (пироксены, полевые шпаты). Они также характерны для пегматитов (слюды, турмалин, берилл и др.) и скарнов (гранаты, вол-

ластонит) и широко распространены в метаморфических породах – сланцах и гнейсах (гранаты, дистен, хлорит). Силикаты экзогенного происхождения представляют собой продукты выветривания или изменения первичных (эндогенных) минералов (каолинит, глауконит, хризоколла). Силикаты – важные неметаллические полезные ископаемые (асбест, тальк, слюды, каолин, керамическое и огнеупорное сырье, строительные материалы), они также являются рудами на бериллий, литий, цезий, цирконий, никель, цинк и редкие земли. Кроме того, они широко известны как драгоценные и поделочные камни (изумруд, аквамарин, топаз, нефрит, родонит и др.).

В основе структурного строения всех силикатов лежит тесная связь кислорода и кремния; эта связь исходит из отношения радиусов ионов Si (0,39 Å) и O (1,32 Å). Каждый атом кремния окружен тетраэдрически расположенными вокруг него атомами кислорода. Таким образом, в основе всех силикатов находятся кислородные тетраэдры или группы $[\text{SiO}_4]_3$, которые различно сочетаются друг с другом. Важной особенностью силикатов является способность к взаимному сочетанию (полимеризации) двух или нескольких кремнекислородных тетраэдров и общий атом кислорода. Характер этого сочетания учитывается при классификации силикатов, кроме того, учитывается химический состав радикалов и состав катионов, наличие и характер в составе силикатов воды или гидроксильных групп и дополнительных анионных групп.

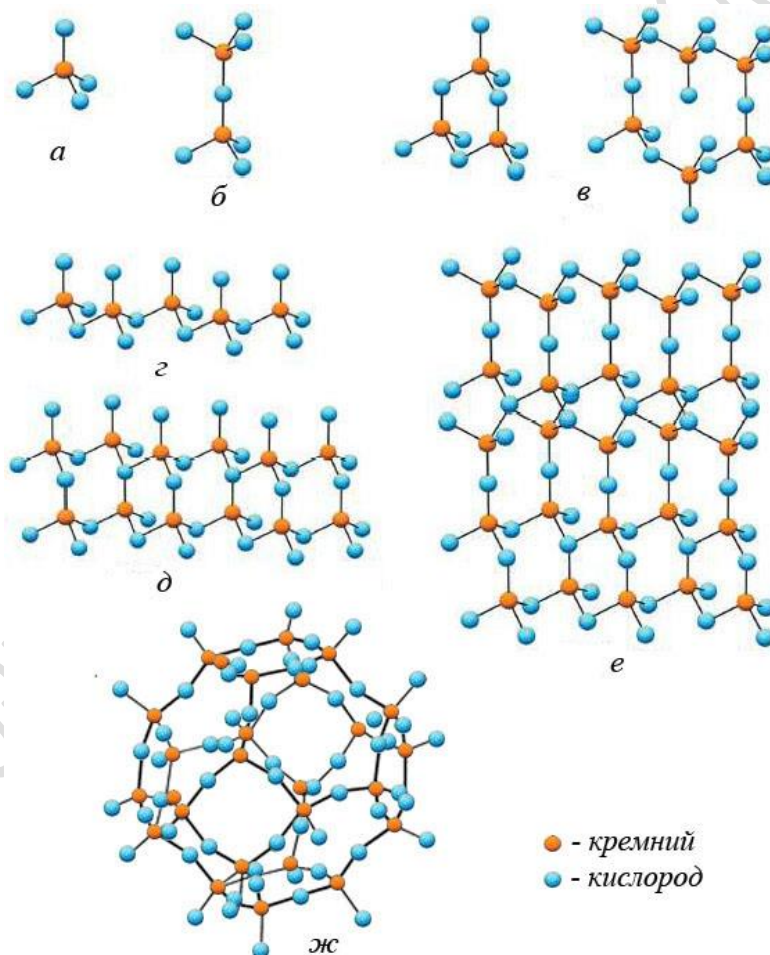
В номенклатуре силикатов наряду со структурными обозначениями, связанными с типом сочетаний кремнекислородных тетраэдров, иногда используются названия, сохранившиеся от представлений о них как о солях кремниевых кислот: ортосиликаты – соли ортокремниевой кислоты, метасиликаты – соли метакремниевой кислоты и др.

В отличие от природных силикатов основная часть искусственных силикатов в грунтах находится в аморфном состоянии. По этой причине большинство из них не стабильны и с течением времени кристаллизуются или обладают вяжущими свойствами при гидролизе, что используется в технической мелиорации пород (Грунтоведение, 2005).

По характеру сочетания кремнекислородных тетраэдров выделяется пять подклассов силикатов: островные, кольцевые, цепочечные, слоистые и каркасные (рисунок 2.9).

Островные силикаты – это силикаты с изолированными тетраэдрами $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и изолированными группами тетраэдров: орто- и диортосиликаты (рисунок 2.9, а, б). Ортосиликаты – это силикаты с изо-

лированными кремнекислородными тетраэдрами и островные силикаты с добавочными анионами O^{2-} , OH^- , F^- и др. (рисунок 2.9, *а*). Их радикал $[SiO_4]^{4-}$, так как каждый из четырех атомов кислорода имеет одну валентность. Между собой тетраэдры непосредственно не связаны, связь происходит через катионы. Диортосиликаты – силикаты со сдвоенными тетраэдрами, которые отличаются обособленными парами кремнекислородных тетраэдров, один из атомов кислорода у них общий (рисунок 2.9, *б*), остальные связаны с катионами. К ортосиликатам относятся минералы группы оливина, циркона, гранатов, фенакита и др. (без воды и добавочных анионов); группы топаза, андалузита, титанита и др. (с добавочными анионами F^- , O^{2-} , OH^-); к диортосиликатам – группы берtrandита, ильваита и др., к ортодиортосиликатам – группы везувиана, эпидота и др. (Миловский, 1985).



а, б – островные, *в* – кольцевые, *г, д* – цепочечные, *е* – слоистые, *ж* – каркасные

Рисунок 2.9 – Структура силикатов

Кольцевые силикаты имеют тип структуры, в которой группы $[SiO_4]^{4-}$ не изолированы, а соединяются общими ионами кислорода

в кольца (рисунок 2.9, в). При этом различают кольца двух типов – простые и двойные («двухэтажные»). К первым относятся кольца типа $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$ – группа волластонита, типа– группа тарамеллита, типа $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ – группы берилла, кордиорита и др., типа $[\text{Si}_8\text{O}_{24}]^{12-}$ – группа мьюкритита. Ко вторым относятся кольца типа $[\text{Si}_8\text{O}_{20}]^{12-}$ – группа эканита, и типа $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]^{12-}$ – группа миларита.

Цепочечные силикаты представлены непрерывными цепочками кремнекислородных тетраэдров, соединенных вершинами типа $[\text{SiO}_3]^{2-}$ (рисунок 2.9, з) или сдвоенными цепочками–лентами типа $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$ (рисунок 2.9, д). К ним принадлежат породообразующие минералы группы пироксенов, амфиболов и др.

Пироксены кристаллизуются из магматического расплава основного состава и имеют простой химический состав. Кристаллизуются в моноклинной (клинопироксены), реже ромбической (ортопироксены) сингонии. Среди них различают щелочноземельные (диопсид, геденбергит, авгит) и щелочные разности (эгирин, жадеит, сподумен). Пироксены являются главными породообразующими минералами основных и ультраосновных, в некоторой степени щелочных изверженных, реже метаморфических и контактово-метасоматических горных пород. Они особенно распространены в породах габбровой группы и базальтах; общая доля их в земной коре достигает 6–8 % по массе.

Амфиболы, в отличие от пироксенов, обычно обогащены алюминием, имеют более сложный состав и в основе своей структуры содержат амфиболовые ленты. Различают моноклинные и более редкие ромбические амфиболы. Среди амфиболов наиболее распространены тремолит, актинолит и роговая обманка – это зеленые, бурые, черные игольчатые и волокнистые кристаллы. Амфиболы также входят в состав многих магматических (от кислых до основных) и метаморфических пород, их общее количество в земной коре достигает 10 % по массе.

Слоистые силикаты характеризуются непрерывными в двух направлениях слоями кремнекислородных тетраэдров (рисунок 2.9, е), образующими бесконечные двухмерные радикалы, которые в зависимости от пространственного положения кремнекислородных тетраэдров в слое имеют различную формулу. Для слоя, состоящего из шестерных колец, характерен радикал типа $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$, при этом в шестерном кольце тетраэдров слоя каждый из шести атомов кремния принадлежит трем таким кольцам, т. е. соответственно по два кремния на каждое кольцо. К этому подклассу относятся слюды группы мусковита и биотита, группы пиррофиллита и талька, каолинита и сер-

пентина, галлуазита, хлоритов; к слоистым относится гадолинит; к титаносиликатам – астрофиллит; к ураносиликатам – склодовскит и др. В истинных слюдах (в отличие от дисперсных гидратированных слюд, относящихся к глинистым минералам) все межслоевые позиции заняты катионами. По химическому составу они делятся на диоктаэдрические и триоктаэдрические. В зависимости от особенностей диоктаэдрических слюд выделяются две группы: маложелезистые слюды, образующие изоморфный ряд от мусковита до лейкофиллита; железистые слюды – ряд селадонита. Среди триоктаэдрических породообразующими являются биотит и флогопит.

Каркасные силикаты характеризуются трехмерным бесконечным каркасом кремнекислородных тетраэдров типа $[\text{SiO}_4]^{4-}$, соединенных всеми четырьмя вершинами друг с другом так, что каждый атом кислорода одновременно принадлежит только двум таким тетраэдрам²; часть кремния может замещаться алюминием (рисунок 2.9, ж). К ним относятся кварц (SiO_2), минералы группы полевых шпатов, нефелина, петалита, данбурита, цеолитов, содалита, гельвина.

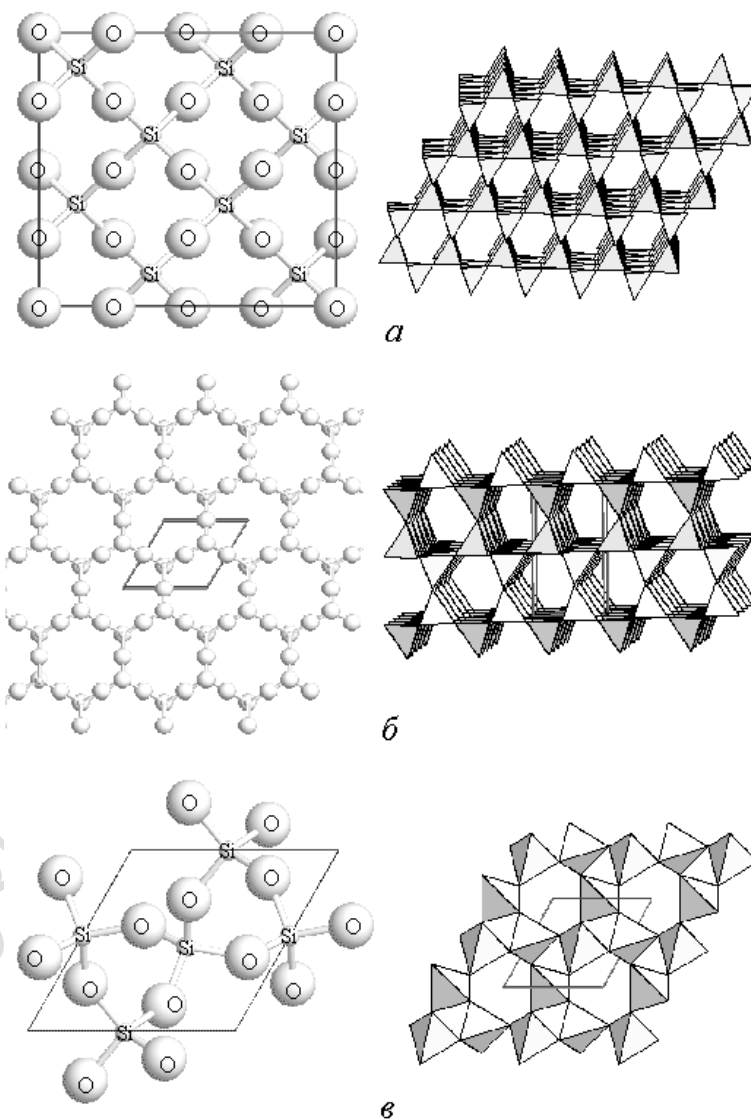
В структурах силикатов установлено значительное число различных типов цепочек, лент, сеток и каркасов из тетраэдров. По составу тетраэдрических радикалов различаются простые силикаты с кремнекислородным радикалом $[\text{SiO}_4]^{4-}$ и сложные силикаты, в которых вместе с $[\text{SiO}_4]^{4-}$ присутствуют тетраэдрические группы алюминия (алюмосиликаты), бериллия (бериллосиликаты), бора (боросиликаты), титана (титаносиликаты), циркония (цирконосилкаты), урана (ураносиликаты). Наряду с этим выделяются силикаты Al, Be, Ti, Zr, в которых эти элементы играют роль таких же катионов, как Mg, Fe и др., соединяясь с кремнекислородными тетраэдрами не вершинами, а ребрами или через вершины, поделенные между двумя тетраэдрами.

Группа кварца. К ней относится ряд кристаллических и аморфных модификаций кремнезема, образующихся при различных термодинамических условиях и являющихся самой распространенной группой породообразующих минералов (рисунок 2.10).

При высоких температурах (1715–1470 °С) кристаллизуется кристобалит, имеющий кубическую сингонию; при более низкой температуре (1470–870 °С) образуется тридимит, имеющий гексагональную сингонию; затем кристаллизуется высокотемпературный (при 870–573 °С) и низкотемпературный (при 573–100 °С) кварц, со-

² Именно такой каркас отвечает структуре кварца, на этом основании его относят не к оксидам, а к силикатам.

ответственно с гексагональной и тригональной сингонией. Различия в структурах обуславливают разную плотность кристаллических модификаций кремнезема: она наименьшая у кристобалита ($2,20 \text{ г/см}^3$), выше у тридимита ($2,26\text{--}2,27 \text{ г/см}^3$) и наибольшая у кварца ($2,52\text{--}2,65 \text{ г/см}^3$). Каркасная структура кварца, образованная из кремнекислородных тетраэдров, соединенных вершинами через общий кислород, отличается большой ажурностью, так как пустоты между тетраэдрами не выполнены катионами внедрения. Это обуславливает относительно низкую плотность кварца.



a – кристобалит, *б* – тридимит, *в* – кварц

Рисунок 2.10 – Структура кристаллических модификаций SiO_2

Отсутствие катионов внедрения облегчает деформирование кремнекислородных тетраэдров, с чем связаны невысокие значения модуля объемного сжатия и коэффициента Пуассона кварца. Высокая

энергия связей между атомами, обусловленная значительной долей их ковалентности, определяет большую прочность кварца.

Полевые шпаты также являются каркасными силикатами. К наиболее распространенным из них относятся альбит, андезин, битовнит, лабрадор, олигоклаз, ортоклаз, микроклин, санидин. Полевые шпаты составляют 50–60 % (по массе) земной коры; они наряду с кварцем, оливином, слюдами, пироксенами и амфиболами относятся к наиболее распространенным породообразующим минералам, слагают грунты. Их значение необычайно велико. По химическому составу полевые шпаты представляют собой алюмосиликаты и состоят из оксидов алюминия (Al_2O_3), калия (K_2O), натрия (Na_2O) в сочетании с оксидом кремния (SiO_2).

Полевые шпаты образуют изоморфные ряды (рисунок 2.11). Среди них выделяют калий-натриевые (щелочные) полевые шпаты, составляющие *группу ортоклаза*, к которой относятся собственно ортоклаз, микроклин, анортоклаз, санидин, адуляр, и натриево-кальциевые полевые шпаты – *группа плагиоклаза*.

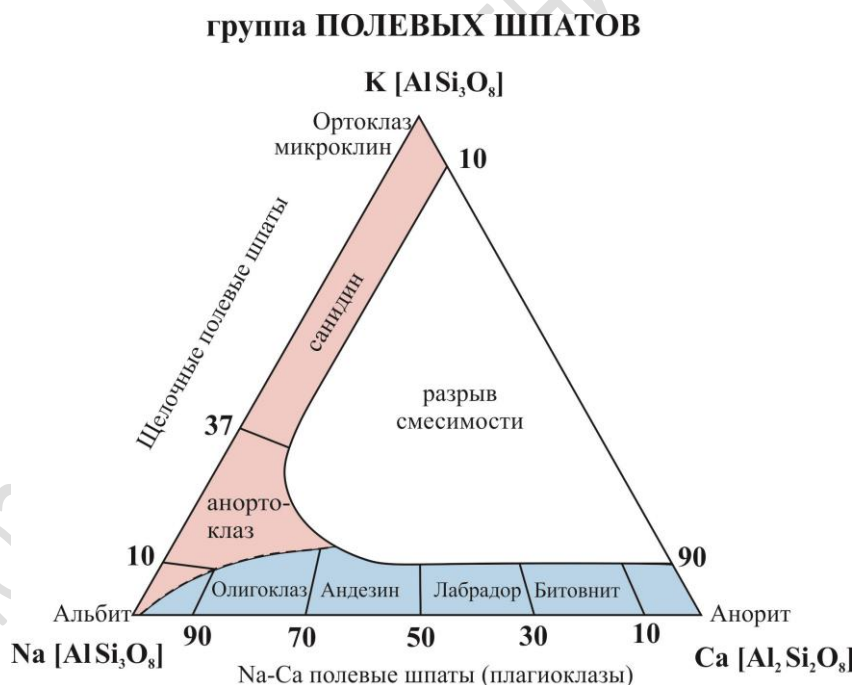


Рисунок 2.11 – Изоморфные ряды полевых шпатов

Плагиоклазы образуют изоморфный ряд минералов, отличающихся содержанием натрия (Na) и кальция (Ca). Чисто натриевый плагиоклаз – альбит, чисто кальциевый плагиоклаз – анорит (рисунок 2.11). Между этими конечными членами ряда располагается богатый натрием и кремнекислотой, но бедный кальцием олигоклаз, вслед за которым идут более основные, более богатые кальцием

и бедные кремнекислотой андезин и лабрадор; далее в этом ряду располагаются богатые кальцием основные плагиоклазы – битовнит и не содержащий натрия анортит.

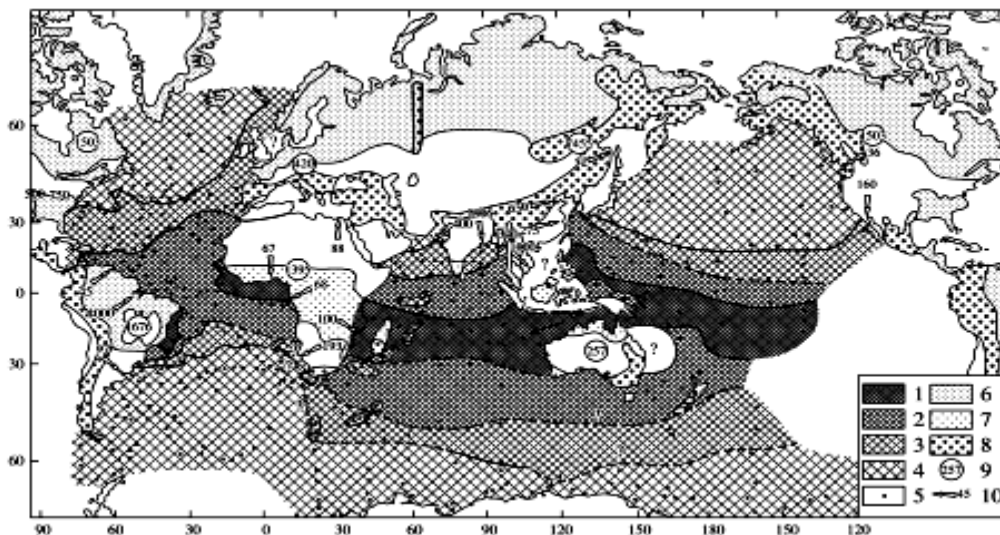
Наряду с природными силикатами состав многих техногенных грунтов формируется и искусственными силикатами, которые создаются человеком сознательно или нецеленаправленно в процессе хозяйственной деятельности. Они составляют основную долю таких техногенных грунтов, как золы и шлаки, образующиеся в огромных количествах при сжигании горючих углей, на предприятиях черной и цветной металлургии. Разнообразен состав искусственных силикатов в свалочных грунтах. Кроме того, они формируются искусственным путем в ходе технической мелиорации грунтов для их закрепления и упрочнения (силикатизация грунтов, цементация и др.). В отличие от природных силикатов основная часть искусственных силикатов в грунтах находится в аморфном (стеклообразном) состоянии. По этой причине большинство из них не стабильно и с течением времени кристаллизуется, либо обладает вяжущими свойствами при гидролизе, что используется в технической мелиорации пород.

Состав и свойства глинистых минералов. Глинистые минералы – это гидратированные слоистые и слоисто-ленточные силикаты, образующиеся преимущественно в процессе химического выветривания или гидролиза горных пород, а также гидротермальным путем; отличаются от других слоистых силикатов высокой дисперсностью (размер частиц менее 1 мкм) и гидрофильностью, что обуславливает их специфические физико-химические свойства, такие как сорбция и ионный обмен.

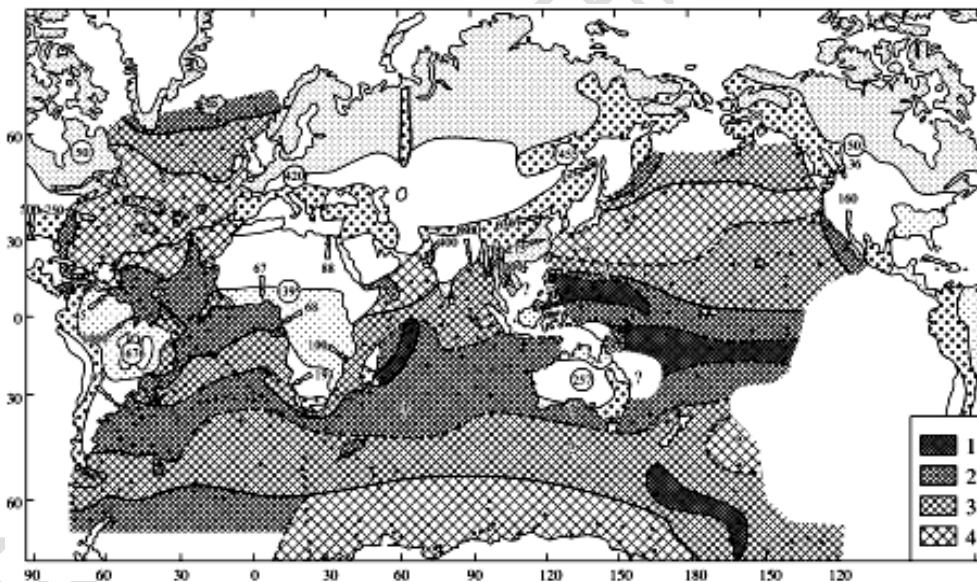
Глины – самые распространенные породообразующие минералы верхней части земной коры, как на суше, так и в океанах (рисунки 2.12–2.14), где их содержание по разным оценкам составляет до 40–50 % от общего состава пород.

Разнообразие глинистых минералов обуславливает широкий спектр изменения их свойств, поэтому в грунтоведении уделяется большое внимание их изучению. Благодаря наличию тонкодисперсных частиц с большой суммарной площадью поверхности и с высокой физико-химической активностью наиболее характерными признаками глинистых грунтов являются пластичность и связность. Разница между несвязными сыпучими грунтами и глинистыми состоит в том, что прочность первых определяется внутренним трением, зависящим от нормального давления, а в глинистых грунтах, кроме того, сцеплением, вызванным межчастичными молекулярными

силами притяжения, поэтому глинистые грунты называют *связными грунтами*. Связные грунты обладают сопротивлением растяжению, определяемым, главным образом, их минеральным составом и влажностью.



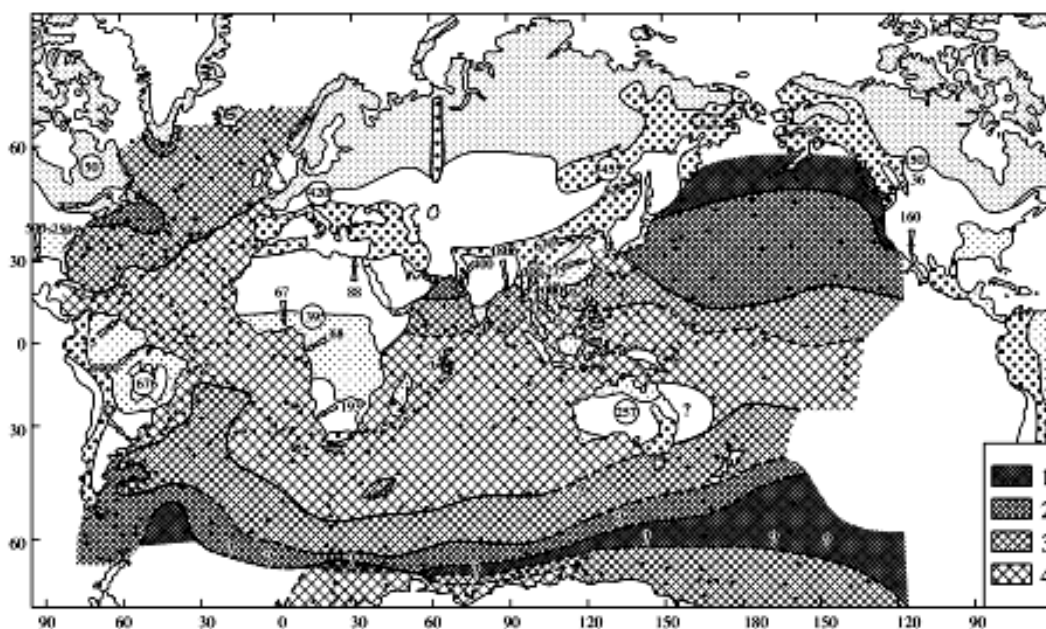
а – пространственная локализация каолинита



б – пространственная локализация смектита

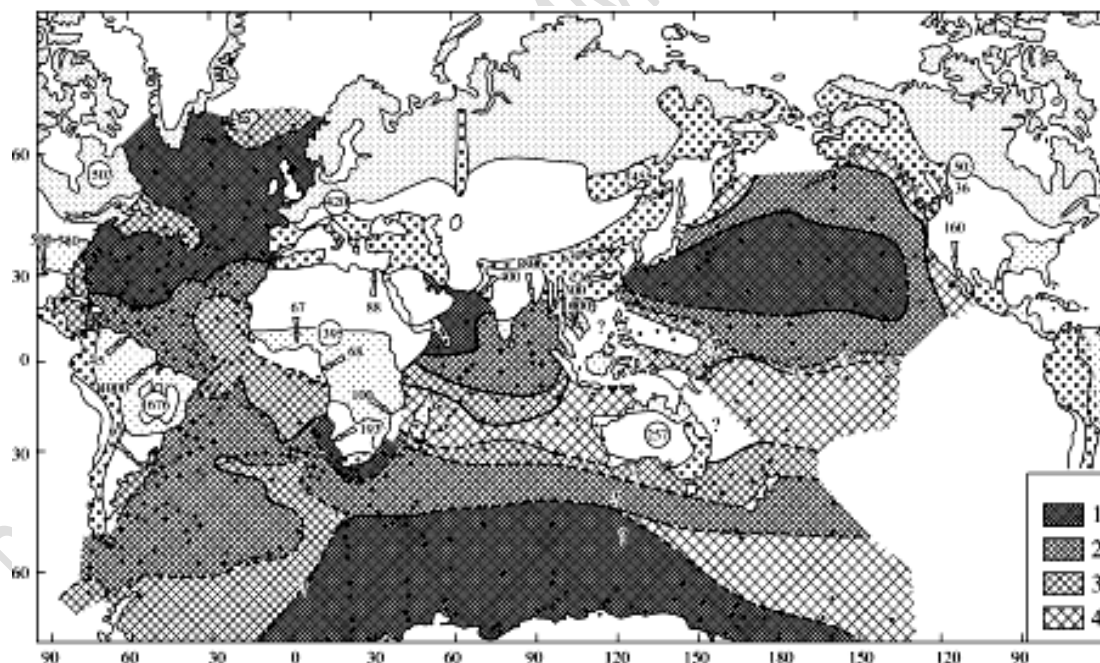
1–4 – содержание глинистых минералов, % от их суммы: 1 – 40–60, 2 – 20–40, 3 – 10–20, 4 – < 10; 5 – станции; 6, 7 – зоны выветривания: 6 – умеренно-влажного климата, 7 – тропического влажного климата; 8 – тектонически активные территории без кор выветривания; 9 – суммарный твердый сток с континента (млн т); 10 – направление и величина твердого стока крупных рек (млн т)

Рисунок 2.12 – Схема пространственной локализации каолинита и смектита в тонкопелитовой фракции донных осадков Мирового океана (по М. А. Ратееву и др., 2008).



1–4 – содержание хлорита, % от суммы глинистых минералов:
 1 – >30, 2 – 20–30, 3 – 10–20, 4 – < 10;
 остальные условные обозначения см. на рисунке 2.12

Рисунок 2.13 – Схема пространственной локализации хлорита в тонкопелитовой фракции донных осадков Мирового океана (по М. А. Ратееву и др., 2008).

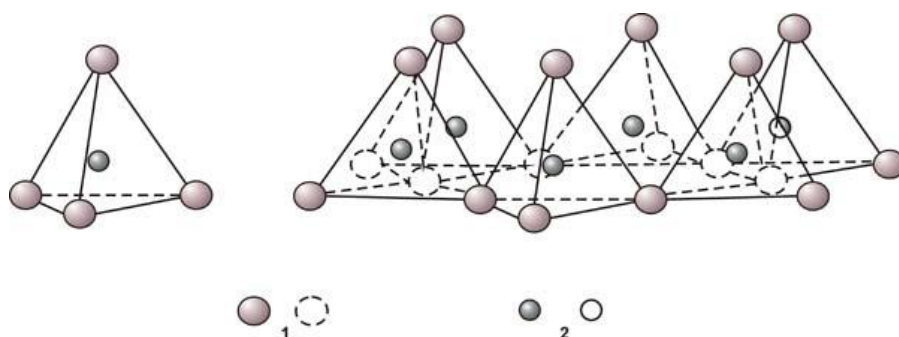


1–4 – содержание иллита, % от суммы глинистых минералов:
 1 – 60–80, 2 – 40–60, 3 – 20–40, 4 – < 20;
 остальные условные обозначения см. на рисунке 2.12

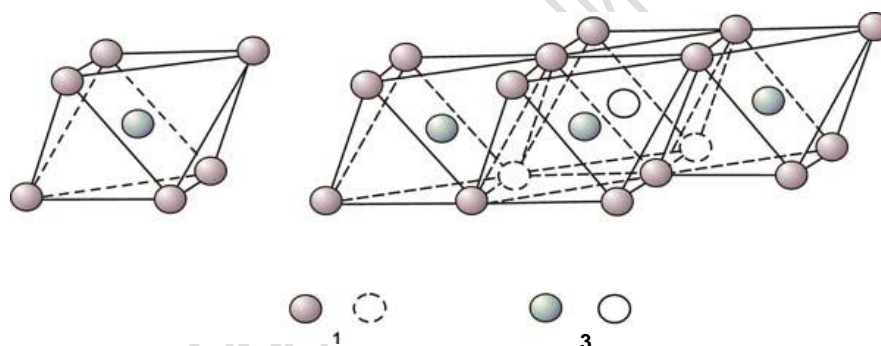
Рисунок 2.14 – Схема пространственной локализации иллита в тонкопелитовой фракции донных осадков Мирового океана (по М. А. Ратееву и др., 2008).

В основе кристаллической структуры глинистых минералов лежат два базовых структурных элемента: кремнекислородные *тетраэдр* $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (рисунок 2.15, *а*) и *октаэдр*, состоящие из атомов кислорода или гидроксильных групп, внутри которых в октаэдрической координации располагаются атомы алюминия, магния или железа (рисунок 2.15, *б*). Тетраэдр и октаэдр образуют соответственно гексагональные тетраэдрические и октаэдрические сетки.

а



б



а – тетраэдр и тетраэдрическая сетка; *б* – октаэдр и октаэдрическая сетка

1 – атомы кислорода или гидроксила, 2 – атомы кремния,
3 – атомы алюминия, магния и др.

Рисунок 2.15 – Схематические структуры кремнекислородных

В октаэдрических сетках катионами могут быть заселены либо все центры октаэдров, либо только $2/3$ из них, в отличие от прочих слоистых силикатов. Число населенных октаэдров на одну элементарную ячейку определяет принадлежность данной разновидности того или иного минерала к триоктаэдрической или диоктаэдрической структуре. При этом в диоктаэдрических структурах октаэдрическими катионами являются, как правило, катионы трехвалентных металлов (Al^{3+} , Fe^{3+}), а в триоктаэдрических – катионы двухвалентных металлов (Fe^{2+} , Mg^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} и др.). В зависимости от состава катионов октаэдрические слои подразделяются на: 1) слои, заполненные различными катионами; 2) гиббситовые слои, в которых $2/3$ катионного пространства заполнены

катионами трехвалентных металлов, чаще всего Al^{3+} ; 3) бруситовые слои, в которых все катионное пространство заполнено катионами двухвалентных металлов, в основном Mg^{2+} (рисунок 2.16).

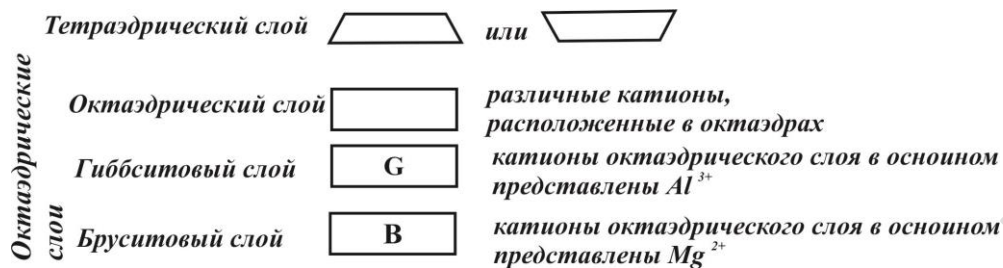


Рисунок 2.16 – Схематическое изображение тетраэдрических и октаэдрических слоев

Соединение тетраэдрических и октаэдрических сеток по вертикальной оси приводит к формированию структурных слоев или пакетов, которые могут быть разного типа в зависимости от комбинации и числа сеток (рисунок 2.17). Например, совмещение одной тетраэдрической и одной октаэдрической сеток образует пакет типа 1:1; совмещение двух тетраэдрических и одной октаэдрической – слой типа 2:1.

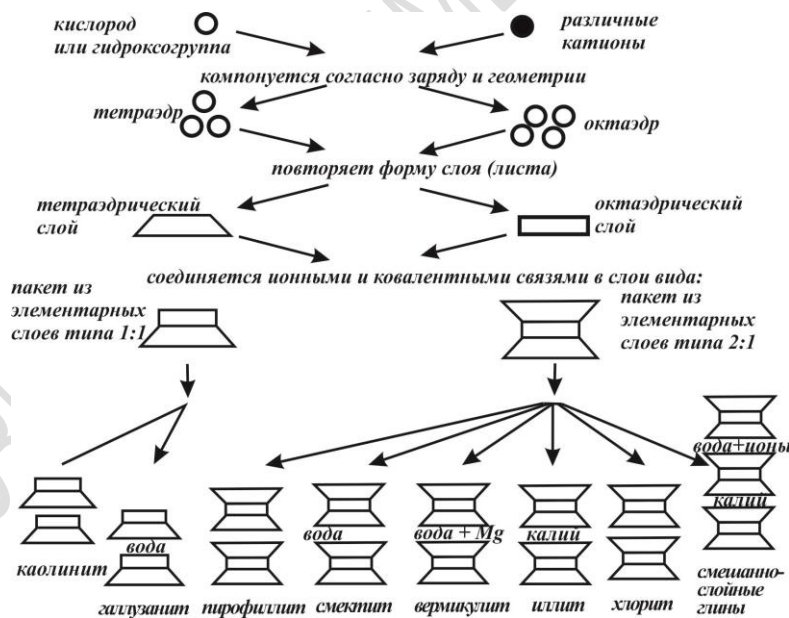


Рисунок 2.17 – Схема формирования глинистых минералов

Таким образом, структура глинистых минералов формируется за счет закономерного сочетания структурных слоев. Кроме того, многообразие групп и разновидностей глинистых минералов обусловлено их специфической особенностью. Она связана с наличием изоморфных гетеровалентных замещений части Si^{4+} или Al^{3+} на ионы с меньшей валентностью (обычно Al^{3+} , Fe^{3+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Zn^{2+} и др.),

приводящих к тому, что элементарные структурные ячейки приобретают тот или иной отрицательный заряд, сосредоточенный в тетраэдрических или октаэдрических сетках и компенсированный катионами (обменными или необменными) или молекулами воды. От величины этого заряда зависят характер и жесткость связи между слоями. Структурные и физико-химические особенности основных групп глинистых минералов показаны в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Структурные и физико-химические особенности основных групп глинистых минералов (по Грунтоведение, 2005)

Тип элементарных слоев		Подгруппа	Мотив заполнения октаэдрических позиций	Минералы, характерные представители	Идеальная структурная формула	Количество разбухающих межслоев, %	Идеальная плотность, г/см ³	Емкость катионного обмена, мгэкв/100 г	
1	2								
Двухэтажный 1:1		Каолинита-серпентина	Каолинита	Диоктаэдрический	Каолинит, диккит, накрит, галлуазит	нет нет	2,60 2,30	2...20 10...40	
		Серпентина	Триоктаэдрический	Лизардит, антигорит, хризотил	$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	нет	2,62	5...10	
Трехэтажный 2:1		Смектита	Мономинеральных смектитов	Диоктаэдрический	Монтмориллонит, бейделлит, нонтронит и др.	$M_{0,66}(Al_{3,34}Mg_{0,66})[Si_8O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$ $M_{0,66}(Al_4)[Si_{7,34}Al_{0,66}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O, n = 6...12$ $M_{0,66}Fe^{3+}_4[Si_{7,34}Al_{0,66}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$	> 90	2,06...2,20 2,12...2,26 2,20...2,38	> 95

Продолжение таблицы 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Трехэтажный 2:1									
Вермикулита	Слоистых минералов глин		Смектита		Мономинеральных смектитов	Триоктаэдрический	Стивенсит, сапонит, пимелит	$M_{0,32}Mg_{5,84}[Si_8O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$ $M_{0,66}Mg_6[Si_{7,34}Al_{0,66}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O, n = 6 \dots 12$ $M_{0,66}Ni_{6,0}[Si_{7,34}Al_{0,66}O_{20}](OH)_4 \cdot nH_2O$	> 90 2,02...2,12 2,26...2,36 2,28...2,40
	Дисперсного вермикулита	Дисперсных гидратированных слюд	Смешанослойных с преобладанием разбухающих пакетов	Смешанослойных с преобладанием разбухающих пакетов					
Дисперсного вермикулита	Слоистых минералов глин	Высокодисперсных гидратированных слюд	Триоктаэдрический	Диаоктаэдрический	Триоктаэдрический	Разбухающий хлорит	> 50 2,40...2,60 40...65	$K_{1,6-1,8}(Al_{3,2}Fe^{2+}_{-0,8})[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH_2F)_4 \cdot nH_2O$ $K_{1,4-1,8}(Al_3Fe^{3+}_1)[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH_2F) \cdot nH_2O$ $K_{1,4-1,8}(Al_{2,2}Fe^{3+}_2)[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH_2F) \cdot nH_2O$	2...10 10...20 2...25 2,75...2,84 2,66...2,75 2,8...2,9 < 20 20...30 реже > 30 10...22
			Иллит, гидробиотит	Триоктаэдрический	Иллит, гидробиотит	Иллит (серицит) и иллит (гидрослюда), глауконит	$K_{1,6-1,8}(Mg_2Fe^{2+}_2Al_1Fe^{3+}_{0,4})[Si_{3,7}Al_{2,3}O_{20}](OH_2F)_4 \cdot nH_2O$	≤ 15 2,97...3,03 ≤ 20	
Дисперсного вермикулита	Слоистых минералов глин	Высокодисперсных гидратированных слюд	Триоктаэдрический	Иллит, гидробиотит	Иллит (серицит) и иллит (гидрослюда), глауконит	$Al_{0,6}(Al,Fe^{3+})_4[Si_{8-x}Al_xO_{20}](OH)_4 \cdot 10H_2O$	< 10 2,50...2,60 120...150		

Продолжение таблицы 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Слоисто-ленточный 2:1 Сепиолита-пальгорскита Пальгорскита	Сепиолита-пальгорскита Пальгорскита	Дисперсного вермикулита	Триоктаэдри- ческий	Вермикулит	$(\text{Mg,Ca})_{0,6-1,0}(\text{Mg,Fe}^{2+})_6$ $[\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x\text{O}_{20}](\text{OH})_4$ 8-12H ₂ O	нет	2,45...2,57	120...150
			Диоктаэри- ческий	Донбасит	$\text{Al}_{8+0,66x}$ $[\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$	нет	2,60...2,65	15...25
			Триоктаэдри- ческий	Клинохлор Mg-Fe-хлорит	$\text{Al}_{1,2}\text{Mg}_{10}\text{Fe}_{0,6}$ $[\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$ $\text{Al}_{1,8}\text{Mg}_{4,2}\text{Fe}_{3,4}$ $[\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$ $\text{Al}_{2,6}\text{Fe}^{3+}_{0,3}\text{Fe}^{2+}_{7,6}\text{Mg}_{1,4}$ $[\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$	нет	2,55...2,67 2,70...2,90 3,10...3,25	10...30
			Дитриокта- эдрический	Судоит	$\text{Al}_{5,4}\text{Mg}_{4,6}[\text{Si}_{8,6}\text{Al}_{1,4}\text{O}_{20}]$ $(\text{OH})_{16}$	нет	2,65...2,70	10...30
Многоэтажный 1:1 2:1 2:1:1	Смешанослойных	С тенденцией к упорядоченному чередованию слоев разного типа	Диоктаэдри- ческий	Ректорит и ректори- топодобные образо- вания, смешанослой- ные каолинит- монтмориллонит и др.	$\text{K}_x\text{M}_y(\text{R}^{3+}_{4-y}\text{R}^{2+}_y)$ $[\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x\text{O}_{20}](\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	≤ 50	2,50...2,70	35...55
			Триоктаэдри- ческий	Биотит- вермикулит корренсит, серпентин- стивенсит и др.	$\text{M}_{x-y}(\text{R}^{2+}_{9-y})$ $[\text{Si}_{8-x}\text{Al}_x\text{O}_{20}](\text{OH})_{10} \cdot$ $n\text{H}_2\text{O}$	≤ 10 ≤ 50	2,50...2,75	30...55
Слоисто-ленточный 2:1	Слоисто-ленточный 2:1	Слоисто-ленточный 2:1		Пальгорскит	$(\text{Mg,Al})_3(\text{H}_2\text{O})_2(\text{OH})$ $[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	нет	2,25	25...40

Среди всего многообразия глинистых минералов важнейшими из них с точки зрения участия в пороодообразовании являются группы каолинита–серпентина, смектита, гидратированных слюд, хлорита и смешанослойных минералов.

Группа каолинита–серпентина. Минералы этой группы имеют элементарный структурный слой типа 1:1, т. е. их основу составляют одна тетраэдрическая и сочлененная с ней одна октаэдрическая сетки (рисунок 2.18), образующие единый слой толщиной 0,72 нм (или 7,2 Å). В данной группе выделяют две подгруппы: каолинита и серпентина (таблица 2.1).

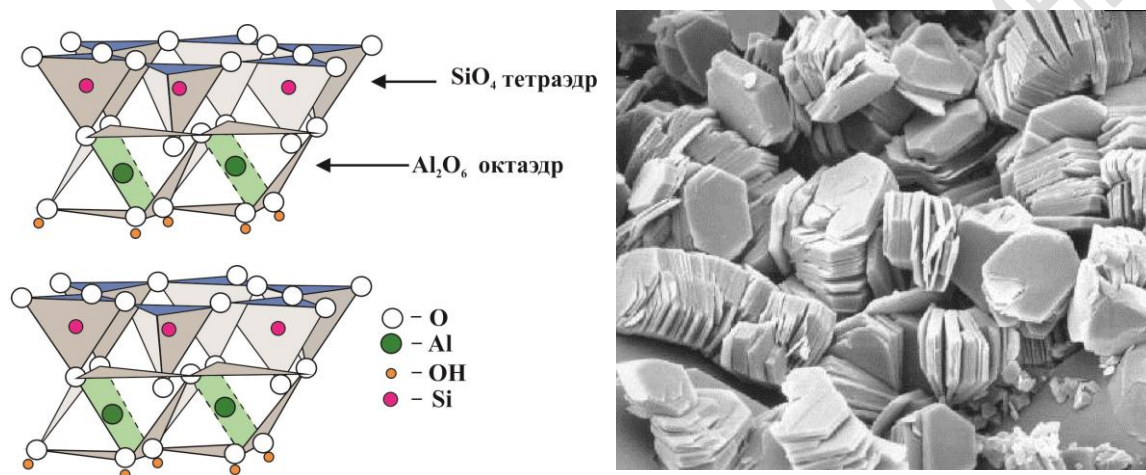


Рисунок 2.18 – Структура каолинита и вид его кристаллов под микроскопом

Структура каолинита в современном ее виде впервые была предложена Л. Полингом в 1930 г. Слои этого минерала прочно связаны друг с другом посредством водородных связей, формирующихся в межслоевом зазоре между базальными поверхностями тетраэдрических и октаэдрических сеток соседних слоев (рисунок 2.18). Физико-химическая активность каолинитов связана в основном с различиями в их реальных структурах. В меньшей мере эти различия связаны с дисперсностью, и они практически не зависят от химического состава, так как изоморфные замещения для каолинита не характерны.

В отличие от других слоистых силикатов образование кристаллов каолинита в условиях выветривания обеспечивается в основном ориентированным слоисто-спиральным наращиванием одного кристалла на поверхности другого (подложки), или так называемым эпитахическим механизмом роста. Каолинит состоит из одного или нескольких слоев, геликоидально закрученных вокруг одной или нескольких осей винтовых дислокаций (рисунок 2.19). Такая конструкция значительно увеличивает прочность кристаллов минерала, так как

для того, чтобы разделить кристалл параллельно плоскости спайности, необходимо разорвать не только межслоевые связи, но и сами слои каолинита.

Размеры кристаллов каолинита в поперечнике варьируют от 0,1 до 10 мкм, поликристаллические сrostки из «доменов» и псевдодвойников у каолинита могут достигать 0,1–0,5 мм. Слоистая структура каолинита придает глинам свойство пластичности.

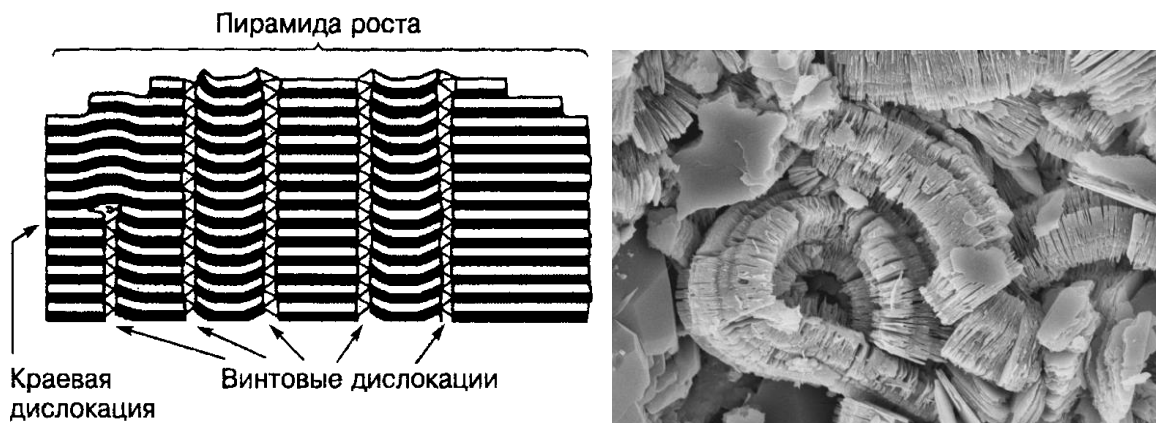


Рисунок 2.19 – Геликоидальное строение кристаллов каолинита

В каолините водородные связи между тетраэдрическими и октаэдрическими сетками соседних пакетов обеспечивают настолько прочное взаимодействие, что вхождение молекул воды, катионов или каких-либо других компонентов в межпакетные пространства становится невозможным. Расстояние межслоевого пространства при увлажнении почти не изменяется, поэтому минералы этой группы характеризуются слабым набуханием и водопроницаемостью. Исследования доказали способность кристаллов каолинита разбухать при внедрении в его межслоевое пространство некоторых органических полярных жидкостей и образовании характерных органо-каолинитовых комплексов за счет усиления водородных связей с увеличением межслоевого расстояния до 10–14 Å (Грунтоведение, 2005).

Идентичным каолиниту по составу слоев является галлуазит. Оба минерала являются диоктаэдрическими – две трети октаэдрических позиций в них заселены Al, а одна треть остается вакантной, причем заполненные Al октаэдры и пустые октаэдры образуют сплошные ряды. В каолините и галлуазите 75 % гидроксильных групп октаэдров находится на одной из базальных граней, а остальные 25 % занимают позиции внутри кристаллической решетки. Гидроксильные группы принимают участие в формировании водородных связей между двухслойными пакетами.

Первоначально галлуазит в виде плоских или пластинчатых кристаллитов и сростков нарастает на минерал-донор, и только затем пластинчатые частицы изгибаются и слои растут по спирально-цилиндрической поверхности, образуя обычные трубчатые кристаллы с внешним диаметром 200–350 нм (рисунок 2.20).

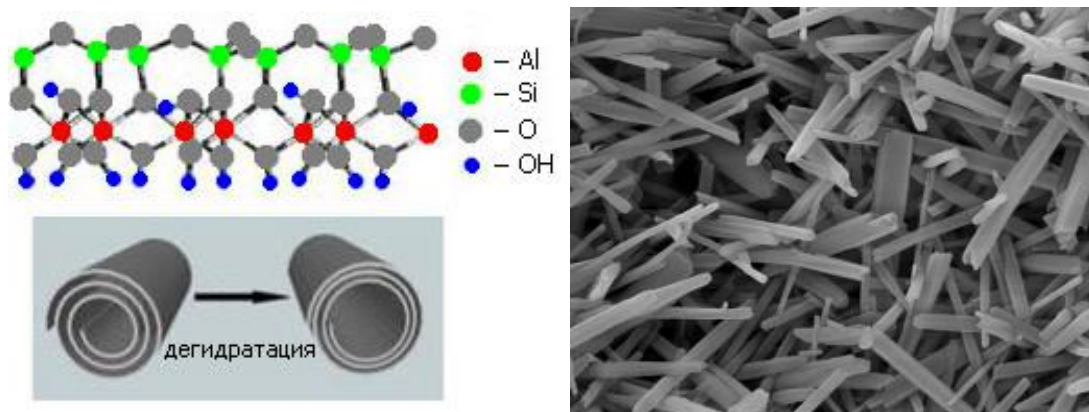


Рисунок 2.20 – Структура бислоя стенки галлуазита, трубчатые кристаллы минерала и схема их изменений при дегидратации

В галлуазите водородные связи между соседними пакетами слабее, вся структура в целом менее совершенна, чем структура каолинита, поэтому этот минерал способен к межпакетной сорбции веществ и характеризуется значительно более высокими значениями емкости катионного обмена и удельной поверхности, чем каолинит. Пространство между слоями достигает $10,1 \text{ \AA}$ для гидратированного галлуазита и $7,2 \text{ \AA}$ для дегидратированного. Если окружающая температура возрастает выше $50 \text{ }^\circ\text{C}$ или влажность становится ниже 50% , гидратированный галлуазит теряет межслойную воду. Необходимо отметить, что потеря влаги – процесс необратимый и влияет на результаты определения пределов пластичности. При его обводнении межслойного набухания не происходит, но, как и каолинит, галлуазит способен к набуханию при взаимодействии с полярными органическими жидкостями.

Каолинит и галлуазит могут иметь как гипергенное, так и негипергенное происхождение. В условиях влажного и жаркого экваториального климата в сочетании с большой продолжительностью процесса выветривания эти минералы в больших количествах образуются как продукты выветривания широко распространенных полевых шпатов, биотита, мусковита, хлорита и других алюмосиликатов.

Во многих эффузивных и интрузивных изверженных и метаморфических породах кислого и среднего состава большие количества каолинита и галлуазита появляются в результате низко- и среднетемпературных гидротермальных и других постмагматических

процессов. В процессе гидротермального преобразования пород и каолинит, и галлуазит формируются в условиях кислой среды, причем образование галлуазита осуществляется при более низких, а формирование каолинита – при более высоких температурах.

В пределах бореального пояса в составе многих рыхлых пород различного генезиса каолинит составляет значительную долю тонких фракций в результате многократных циклов переноса и переотложения материала древних кор выветривания и продуктов выветривания гидротермально преобразованных изверженных пород (Соколова и др., 2005)[72].

К структурному типу 1:1 относятся и минералы подгруппы серпентина, в кристаллических структурах которых все октаэдрические позиции заселены двухвалентными катионами (Mg^{2+} реже Fe^{2+}), образующими бруситовые слои (рисунок 2.21), в отличие от каолинита, у которого октаэдрические позиции заняты трехвалентным Al^{3+} , образующим гиббситовые слои.

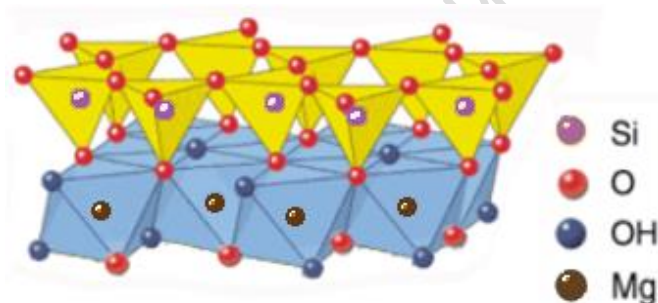


Рисунок 2.21 – Структура серпентина

К подгруппе серпентина относятся пластинчатые и листоватые лизардит и антигорит, которые являются триоктаэдрическими аналогами каолинита, а волокнистый хризотил (или хризотил–асбест) по морфологии сходен с выше рассмотренным галлуазитом, длина его волокон колеблется от долей до 50 мм, толщина – доли микрометров.

Образование минералов этой подгруппы связано с процессами серпентинизации – гидротермального изменения горных пород, в основном ультраосновного состава, в ходе которого слагающие их безводные силикаты Mg гидролизуются и преобразуются в минералы группы серпентина. Серпентинизация протекает в интервале температур от 400–450 до 90–100°C, причем при температуре выше 200 °C образуется антигорит, ниже – лизардит и хризотил.

Группа смектитов. Эта группа объединяет высокодисперсные глинистые минералы трехсеточного типа элементарных слоев 2:1, обладающие свойством внутрикристаллического набухания (рисунок 2.22).

В их кристаллической решетке присутствуют две тетраэдрические сетки, обращенные вершинами навстречу друг другу, между которыми находится октаэдрический слой. Сочленение тетраэдрической и октаэдрической сеток осуществляется через общие вершины тетраэдров и октаэдров, в которых находится кислород. В этой группе выделяется две подгруппы: мономинеральных смектитов и смешанослойных смектитов с преобладанием разбухающих пакетов (таблица 2.1).

Отличия смектитов от гидратированных слюдов, также имеющих трехэтажный тип структуры 2:1, помимо величины слоевого заряда, связаны с особенностями их изоморфизма: в смектитах изоморфные замещения $Al^{3+} \leftrightarrow Mg^{2+}$ (Fe^{2+}) происходят в основном в октаэдрических слоях; они образуют диоктаэдрические (монтмориллонит, бейделлит, нонтронит и др.) или триоктаэдрические (стивенсит, сапонит) серии. Переходов между ди- и триоктаэдрическими сериями мономинеральных смектитов в результате изоморфизма не существует.

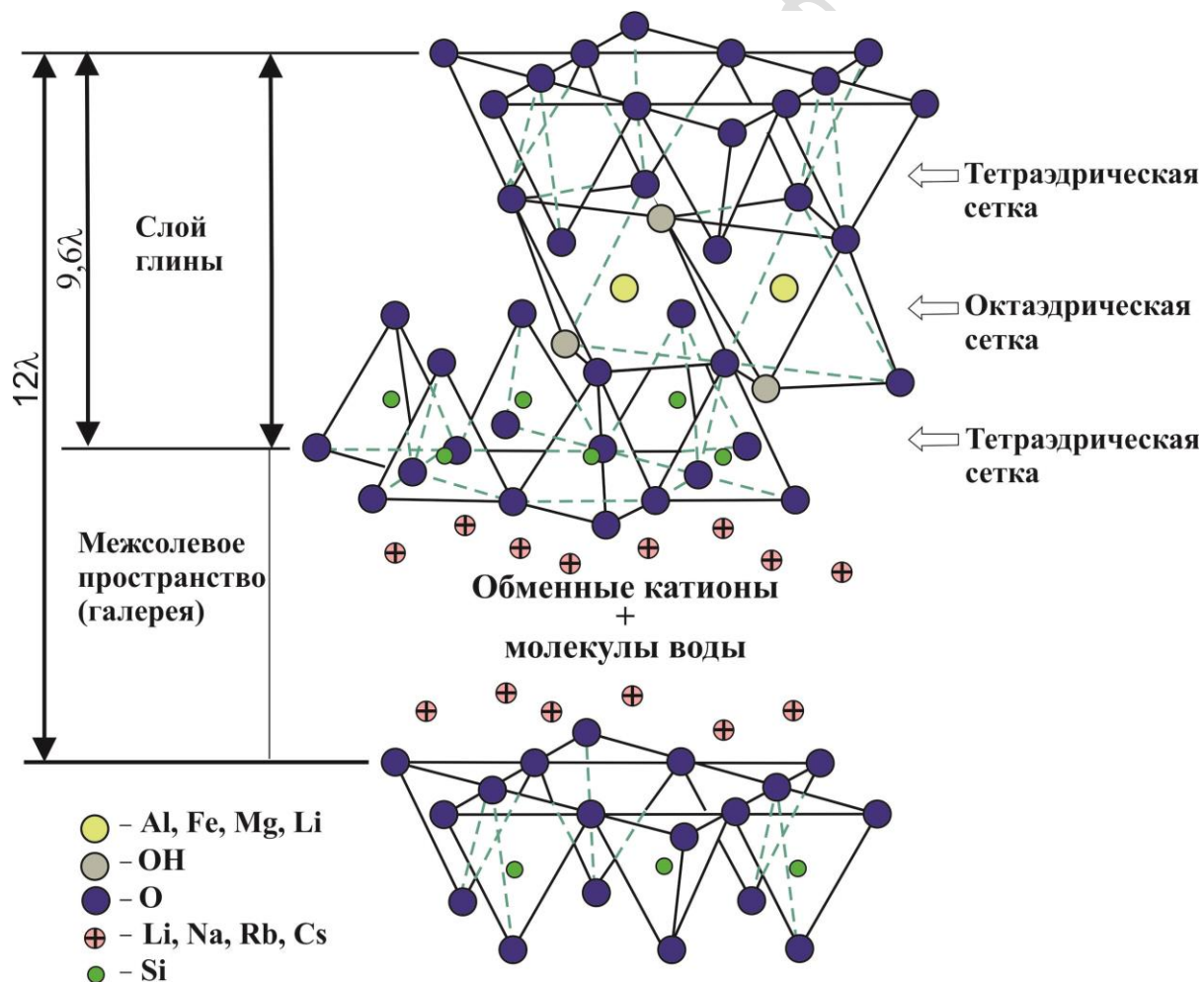


Рисунок 2.22 – Структура монтмориллонита

Как видно из рисунка 2.22, у монтмориллонита смежные пакеты соприкасаются друг с другом атомами кислорода, поэтому у него свя-

зи между пакетами значительно слабее, чем у каолинита. Характерной особенностью монтмориллонита является то, что в его в межслое пространство может поступать значительное количество жидкости, которое раздвигает слои вплоть до полной потери связи между ними (Ломтадзе, 1984) [49]. Способность к виутрикристаллическому набуханию и чрезвычайно высокая дисперсность обуславливают высокую физико-химическую активность смектитов, которая закономерно уменьшается по мере увеличения в их структуре доли неразбухающих межслоев. За счет наличия внутренней поверхности и высокой степени дисперсности монтмориллонитовые минералы характеризуются огромной удельной поверхностью, измеряемой величинами 600–800 м²/г, и высокой емкостью катионного обмена, варьирующей в пределах 800–1500 ммоль×экв/кг.

В циклах увлажнения–высыхания, при насыщении различными катионами и взаимодействии с некоторыми органическими соединениями параметр кристаллической решетки монтмориллонитов может увеличиваться или уменьшаться. Из-за высокой степени дисперсности и слабой упорядоченности кристаллической решетки на электронных микрофотографиях частицы монтмориллонита обычно видны не в виде индивидуальных кристаллов, а в форме сферических агрегатов или хлопьев (рисунок 2.23).

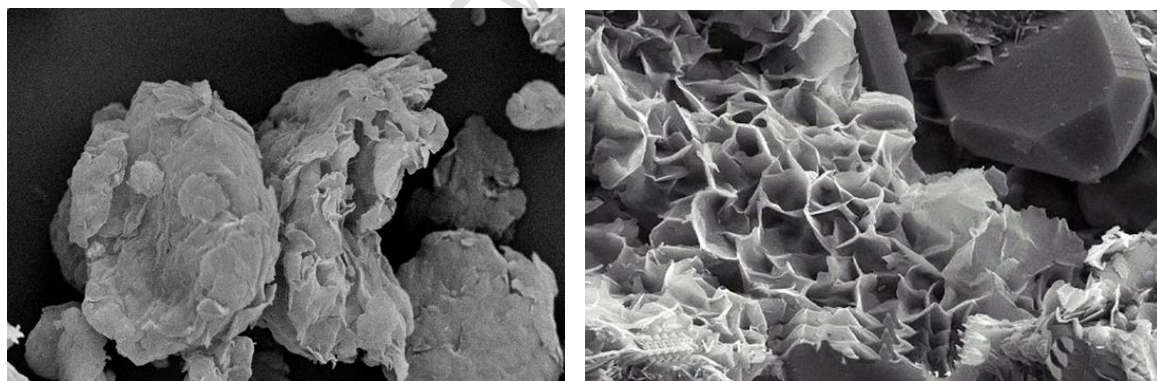


Рисунок 2.23 – Вид кристаллов монтмориллонита под микроскопом

Часть этих минералов имеет постмагматическое происхождение, связанное с метаморфическим и гидротермальным преобразованием осадочных и изверженных пород, особенно основного состава. При инженерно-геологических исследованиях следует иметь в виду, что смектиты очень редко бывают полностью породообразующими минералами грунтов, что вызывает трудности в их диагностике. Если мономинеральные смектиты образуются в основном из гелей, то смешанослойные образования с преобладанием разбухающих межслоев –

это продукты интенсивного выветривания существовавших ранее глинистых минералов, в первую очередь слюдистых. Монтмориллонитовые глины характеризуются большой набухаемостью и сжимаемостью, что важно учитывать при проектировании и строительстве зданий и сооружений (Соколова и др., 2005) [73].

Группа слюдистых минералов глин. Группа также принадлежит к трехэтажному структурному типу 2:1. Их элементарный слой состоит из одного октаэдрического слоя, заключенного между двумя тетраэдрическими. Сочленение тетраэдрической и октаэдрической сеток в трехслойном пакете, так же, как и в каолините, осуществляется через атомы кислорода, находящиеся в вершинах тетраэдров и октаэдров. Связь между слоями жесткая, ионно-электростатическая, возникающая за счет катионов калия, компенсирующих отрицательный заряд тетраэдрических соседних слоев и не участвующих в ионном обмене.

Высокодисперсные гидратированные слюды, в отличие от истинных слюд, содержат менее 90 % катионов, заполняющих межслои: вследствие изоморфных замещений типа $Al_{(IV)} + K^+ \leftrightarrow Si_{(IV)} + \Delta$, где Δ – вакансия, образуются свободные межслоевые позиции, не занятые ионами K^+ .

Подгруппа дисперсных гидратированных слюд содержит три основные разновидности. К первой относятся иллиты – слюдоподобные минералы, содержащие не более 10 % разбухающих межслоев; ко второй – гидрослюды, содержащие 10–20 % таких межслоев, а к третьей – глауконит. Если количество разбухающих межслоевых промежутков превышает 20 %, то такие образования следует относить к группе смешанослойных минералов.

По физико-химическим свойствам гидратированные слюды более активны, чем каолиниты, но менее активны, чем смектиты. Они обладают большей величиной емкости катионного обмена, большей дисперсностью, гидрофильностью и удельной поверхностью, чем каолиниты.

Основная структура иллита (рисунок 2.24) очень похожа на структуру слюды, поэтому его иногда относят к гидратированным слюдам. Некоторые ионы кремния в октаэдрическом слое замещаются ионами алюминия, а некоторые ионы алюминия замещаются ионами магния или железа благодаря дефициту заряда. Дефицит заряда компенсируется также ионами калия в межслоевом пространстве. Необходимо отметить, что ионы калия занимают гексагональное отверстие в тетраэдрическом слое и формируют сильные межслойные связи. Толщина пакета зафиксирована в пределах 10 Å, набухание не отмечено.

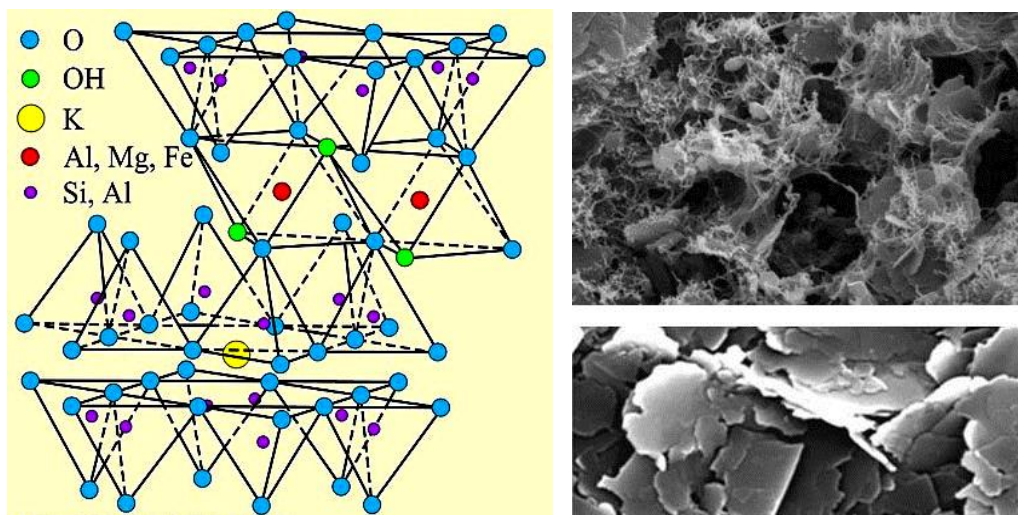


Рисунок 2.24 – Структура иллита и вид его кристаллов под микроскопом

Иллитовые минералы имеют различный генезис. Часть иллитов может быть также негипергенного происхождения и образовываться по другим минералам в результате гидротермальных и других постмагматических процессов. Широко распространено образование серицита по калиевым полевым шпатам в процессе постмагматического изменения различных пород (Соколова и др., 2005) [73].

Близок к группе гидратированных слюд и вермикулит, имеющий такой же тип элементарных слоев 2:1, но который в отличие от прочих глинистых минералов может находиться как в дисперсном (рассеянном) состоянии в грунтах, так и в виде сплошных слюдястых слоев (рисунок 2.25).

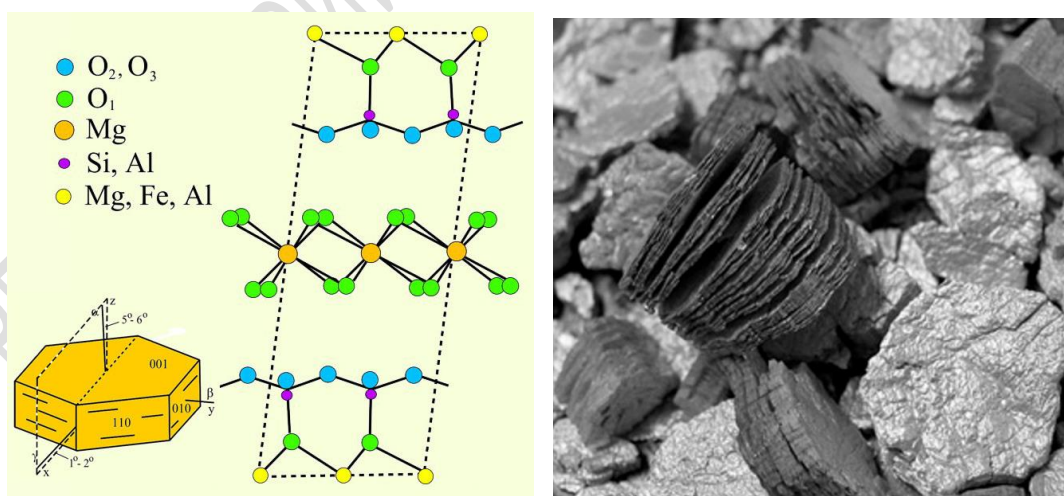


Рисунок 2.25 – Структура вермикулита и вид его кристаллов под микроскопом

Его кристаллическая решетка состоит из двух тетраэдрических сеток, обращенных вершинами навстречу друг другу, между которы-

ми находится октаэдрический слой. Сочленение тетраэдрической и октаэдрической сеток осуществляется через общие вершины, в которых находится кислород. В подгруппе дисперсного вермикулита выделяются диоктаэдрические и триоктаэдрические разности. В отличие от иллитов в триоктаэдрическом вермикулите октаэдрические позиции образованы бруситовыми слоями, а в межслоевом комплексе присутствуют двухвалентные катионы (Ca^{2+} и Mg^{2+}) (Грунтоведение, 2005).

Силы электростатического взаимодействия между отрицательно заряженным трехслойным пакетом и межпакетными катионами в вермикулитах слабее, чем в слюдах и иллитах, что связано с более низкой величиной заряда. Поэтому вермикулиты, также, как и минералы группы монтмориллонита, способны к межпакетной сорбции материала, имеют как внешнюю, так и внутреннюю поверхности и характеризуются высокими значениями емкости катионного обмена и удельной поверхности. Величина емкости катионного обмена вермикулитов больше, чем у минералов монтмориллонитовой группы (1300–2000 ммоль×экв/кг), несмотря на то, что вермикулиты в составе тонкодисперсных фракций грунтов обычно представлены более крупными частицами. Эти различия в первую очередь объясняются тем, что вермикулиты имеют несколько более высокий заряд, чем минералы группы монтмориллонита (Крамаренко, 2011) [46]. Величина удельной поверхности вермикулитов может достигать 800 м/г.

Вермикулиты чаще всего образуются в результате трансформационных изменений слюд, иллитов или хлоритов. Значительная часть вермикулитов в составе тонкодисперсных фракций грунтов имеет гипергенное происхождение и является продуктом современного или древнего выветривания. После дегидратации вермикулит может быть хорошим изоляционным материалом (Соколова и др., 2005) [73].

Хлориты имеют четырехэтажную структуру элементарных слоев (таблица 2.1, рисунок 2.26). В их кристаллической решетке трехслойные пакеты 2:1 чередуются с еще одним добавочным бруситовым слоем, в центрах октаэдров которого находятся ионы Mg^{2+} , Ca^{2+} и Fe^{2+} . Поэтому структуру хлоритов иногда обозначают цифровым индексом 2:2, но обозначение 2:1:1 более правильно, так как состав основного октаэдрического слоя (в трехслойном пакете) всегда отличается от состава добавочного слоя. Главное отличие заключается в том, что в вершинах октаэдрического слоя, заключенного между двумя тетраэдрическими сетками в трехслойном пакете, находятся кислород (в тех вершинах, через которые октаэдрическая сетка сочленяется с тетраэдрическими слоями) и гидроксильные группы, а в до-

бавочном октаэдрическом слое все вершины октаэдров заняты гидроксильными группами.

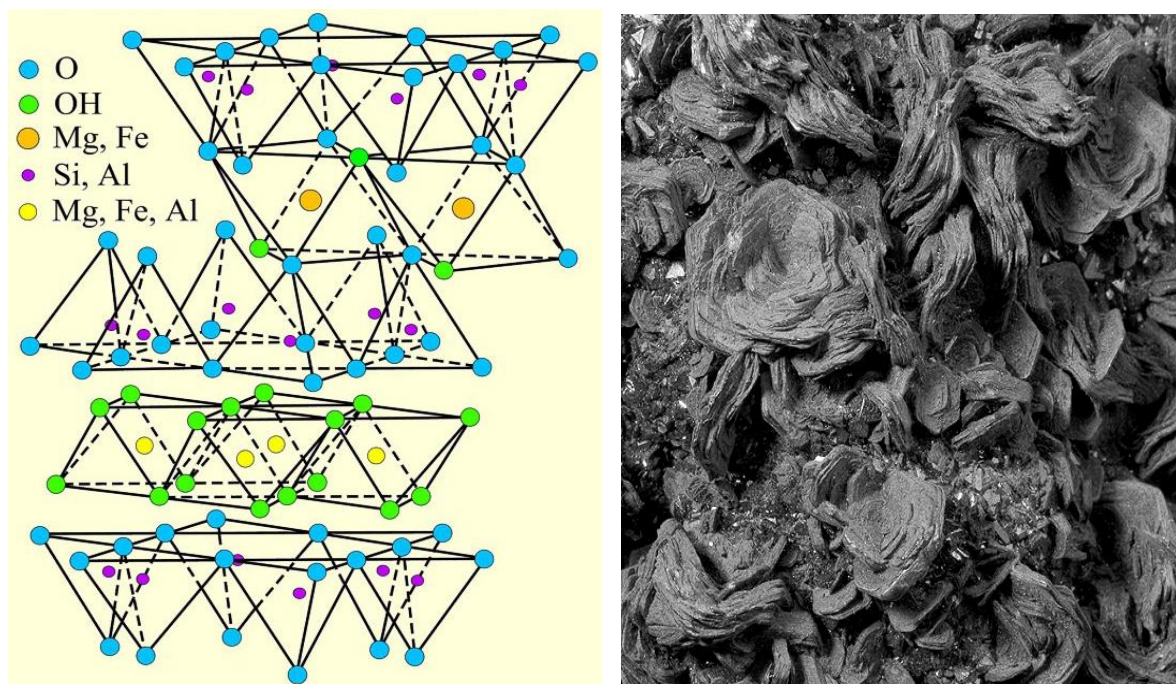


Рисунок 2.26 – Структура хлорита и вид его кристаллов

В кристаллических решетках хлоритов часто присутствуют такие элементы, как Cr, Ni, Mn, V, Cu и Li. Возможность изоморфного замещения, как в тетраэдрических сетках, так и в октаэдрических слоях, приводит к разнообразию химического состава хлоритов (Крамаренко, 2011) [46]. Часть катионов обычно заменена трехвалентными катионами с образованием брусито-гиббситовых сеток, что приводит к избытку положительного заряда у этого слоя, который, в свою очередь, компенсирует отрицательные заряды слюдяных слоев 2:1 вследствие изоморфизма $Si^{4+} Al^{3+}(Fe^{3+})$, что обеспечивает жесткую связь между слоями. Дополнительная прочность между слоями в хлорите может обеспечиваться водородными связями, возникающими между гидроксильными группами поверхности бруситового слоя и атомами кислорода базальной поверхности тетраэдрического слоя.

На микрофотографиях частицы хлорита часто имеют пластинчатую форму с утонченными краевыми участками (рисунок 2.26). По показателям гидрофильности, емкости катионного обмена «среднестатистические» хлориты близки к соответствующим показателям гидратированных слюд. В процессах химического выветривания в первую очередь разрушается бруситовый слой хлоритов (Грунтоведение, 2005) [35].

Основная часть триоктаэдрических хлоритов появилась в результате метаморфических, гидротермальных и других постмагматических процессов. Что касается диоктаэдрических хлоритов, то они, по всей вероятности, могут образовываться в процессе выветривания за счет вхождения гидросокомплексов алюминия в межпакетные пространства глинистых минералов с их последующей полимеризацией (Соколова и др., 2005) [73].

Смешанослойные образования. К ним относятся минералы, в кристаллах которых чередуются слои разной структуры и (или) состава. Они выделяются в отдельную группу (таблица 2.1) и особенно широко распространены среди слоистых силикатов. Эти образования являются одним из основных компонентов глин, т. е. встречаются в дисперсном гидратированном состоянии.

По количеству чередующихся слоев данные минералы являются, как правило, двухкомпонентными, хотя известны находки трехкомпонентных структур типа каолинит-монтмориллонит-иллит или хлорит-сапонит-разбухающий хлорит (Грунтоведение, 2005).

По способу чередования слоев смешанослойные минералы делятся на упорядоченные и неупорядоченные. В упорядоченных смешанослойных структурах пакеты индивидуальных минералов чередуются по определенному закону. Например, упорядоченный иллит-вермикулитовый смешанослойный минерал, в котором оба компонента (компонент А – иллит, компонент Б – вермикулит) присутствуют в равных пропорциях, а за компонентом А всегда следует компонент Б (в буквенном выражении это выглядит как АБАБАБ...). Если упорядоченное чередование пакетов наблюдается при соотношении компонентов А и Б, равном 2:1, такой минерал обозначается буквенным индексом ААБААБААБ... Упорядоченный смешанослойный минерал, в котором по закону АБАБАБ... чередуются пакеты иллита и монтмориллонита, называется ректоритом. При упорядоченном чередовании по такому же закону распределения пакетов монтмориллонита и хлорита смешанослойный минерал относят к корренситу.

В неупорядоченных смешанослойных минералах нет какого-либо правила в чередовании пакетов индивидуальных минералов. Довольно широко распространен случай, когда часть глинистого кристаллита характеризуется упорядоченным чередованием компонентов, а другая часть – неупорядоченным чередованием пакетов индивидуальных минералов. Общее число смешанослойных минералов бесконечно велико, так как каждый из таких минералов может состоять из двух, трех и более компонентов, которые могут чередоваться в разных пропорциях и по разным законам или вообще

неупорядоченно. Поэтому свойства, характерные для всей группы смешанослойных структур, варьируют в широких пределах в зависимости от входящих в смешанослойные образования компонентов, их соотношения и законов чередования в пространстве (Соколова и др., 2005).

Смешанослойные минералы получили широкое распространение в корах выветривания, почвах, современных осадках, породах, измененных эпигенезом, в областях гидротермальной активности, осадочном слое океанов, продуктах гидротермального изменения океанических базальтов и др. В осадочных породах образование смешанослойных минералов с упорядоченным переслаиванием иллитовых (хлоритовых) и смектитовых пакетов обычно сопровождается процессом «прогрессивного» литогенеза, т. е. характеризует твердофазовое изменение смектитов под воздействием роста температуры и давления. Широко распространенные смешанослойные иллит–вермикулитовые и иллит–монтмориллонитовые минералы обычно являются продуктами выветривания слюдистых силикатов. При выветривании глинистых пород в структуре образующихся смешанослойных минералов упорядоченность в чередовании пакетов разного типа обычно отсутствует.

Группа сепиолита–пальгорскита. Эта группа представлена минералами со слоисто-ленточным типом структурных слоев 2:1. Они образуют переходный структурный тип от слоистых силикатов к ленточным (таблица 2.1). В основе строения их кристаллической решетки лежат вытянутые трехслойные структуры, в которых между двумя лентами тетраэдров, обращенных вершинами навстречу друг другу, находится лента октаэдров. Сочленение слоев тетраэдров и октаэдров в ленте, такое же, как и в слоистых силикатах, 2:1; оно происходит через атомы кислорода, находящиеся в общих вершинах тетраэдрических и октаэдрических сеток (рисунок 2.27). Сепиолит отличается от пальгорскита несколько большей шириной лент (Соколова и др., 2005) [73].

Отдельные ленты соединяются друг с другом также через общие вершины рядов тетраэдров, занимающих в лентах краевые позиции. При этом в структуре минерала образуются полости – цеолитные каналы, размером $0,37 \times 12$ нм, заполненные молекулами воды, вытянутые параллельно лентам, – и формируется внутренняя поверхность (рисунок 2.27).

Также, как и в слоистых силикатах, в сепиолите и пальгорските в тетраэдрических позициях находятся ионы Si^{4+} . Сепиолит относится к триоктаэдрическим минералам, в его кристаллической решетке

в октаэдрах преобладает Mg^{2+} ; иногда встречаются железистые разновидности сепиолита, в которых не только октаэдрические, но и часть тетраэдрических позиций занята Fe^{2+} . Среди палыгорскита встречаются диоктаэдрические разновидности с преобладанием Al^{3+} в октаэдрах.

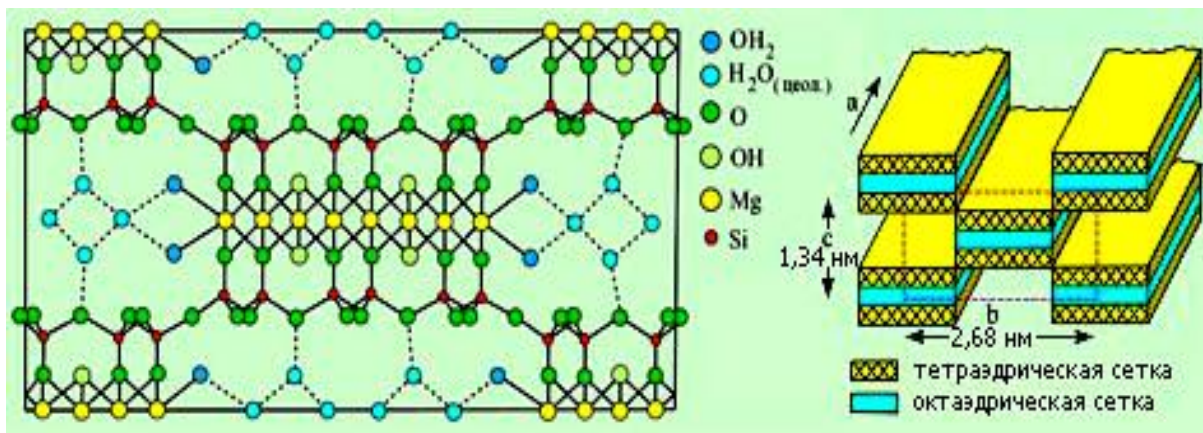


Рисунок 2.27 – Структура сепиолита

В составе тонкодисперсных фракций эти минералы обычно представлены вытянутыми волокнистыми частицами длиной от < 1 до 20 мкм. Возникающая за счет изоморфного замещения в тетраэдрах независимая от рН емкость катионного обмена сепиолита и палыгорскита составляет $200\text{--}450$ и $50\text{--}300$ ммоль \times экв/кг соответственно. За счет наличия в частицах внутренних поверхностей оба минерала характеризуются высокими значениями удельной поверхности, которая теоретически может достигать $800\text{--}900$ м/г, хотя экспериментально полученные величины значительно ниже вследствие неполного проникновения молекул азота во внутренние полости частиц. Кристаллы палыгорскита имеют вид тонких волокон белого, светло-серого, иногда розоватого или желтоватого цвета. Для его агрегатов характерно спутанно-волокнистое и кожистое строение (рисунок 2.28), они редко образуют большие скопления и чаще присутствуют в виде гнезд и прослоев в осадочных грунтах.

Сепиолит и палыгорскит имеют преимущественно гипергенное происхождение. Основная их часть образовалась путем осаждения из растворов в соленых озерах и в периферических частях мелководных морских бассейнов с высокой концентрацией кремния и магния в условиях щелочной реакции. Нельзя также исключать возможность гидротермального генезиса этих минералов (Соколова и др., 2005) [73].



Рисунок 2.28 – Палыгорскит

Ассоциации глинистых минералов. Глинистые грунты чаще всего включают комплекс нескольких глинистых минералов – природных ассоциаций. Исследования, проведенные В. Г. Шлыковым и др. (1998), по анализу минерального состава глинистых грунтов разного возраста и генезиса, показали, что в них встречаются шесть основных типов природных ассоциаций (рисунок 2.29).

Тип 1 – характеризуется преобладанием в составе глинистых грунтов минералов с внутрикристаллическим набуханием – смектитов. В нем выделяются два подтипа: с доминированием на втором месте слюдяных минералов – тип 1а, или каолинитов (хлоритов) – тип 1б. Монтмориллонит, сапонит, бейделлит и другие смектиты образуют так называемые бентонитовые глины, или бентониты, почти целиком состоящие из этих минералов и являющиеся ценным полезным ископаемым (Крамаренко, 2011) [46].

Тип 2 – пользуется широким распространением. В этом типе ассоциаций после преобладающих слюдяных минералов в порядке убывания содержатся смектитовые минералы, каолинит и (или) хлорит. Грунты с данной ассоциацией глинистых минералов имеют разный генезис: морской, аллювиальный, ледниковый, озерный, пролювиальный, техногенный; возраст – от юрского до современного.

Тип 3 – малораспространенная ассоциация, ее составляют глинистые минералы дисперсных грунтов с преобладанием каолинита (тип 3а) или хлорита (тип 3б), которые отличаются низкой физико-химической активностью, особенно каолинит. Это относится в основном к каолинитам из известных месторождений, т. е. элювиальным грунтам с преобладанием каолинита.

Каолиниты в дисперсных грунтах существенно отличаются от элювиальных каолинитов как по морфологии, дисперсности частиц и структурным особенностям, так и по свойствам.

Глинистые минералы	Тип ассоциации и ее номер											
	1		2	3		4	5	6				
	1а	1б		3а	3б			6а	6б			
сметтиты	■		■	■	■	■						
гидрослюды (иллиты)			■	■	■	■		■	■	■	■	
каолиниты (хлориты)			■	■	■	■		■	■	■	■	
упорядоченные смешанослойные							■	■	■	■	■	
пальгорскит							■	■	■	■	■	

Ширина линий в вертикальных рядах ассоциаций соответствует относительному количественному содержанию того или иного минерала

Рисунок 2.29 – Природные ассоциации глинистых минералов в грунтах

Тип 4 – ассоциация глинистых минералов, характеризующаяся, как и тип 2, преобладанием слюдистых минералов, однако смектитов в ней содержится меньше, чем каолинита или хлорита, что и определяет ее низкую физико-химическую активность. Помимо морских, ледниковых, аллювиальных, делювиальных отложений, эта ассоциация характерна для грунтов лагунного и прибрежно-морского генезиса; возраст пород – от каменноугольного до современного.

Тип 5 – ассоциация с доминированием упорядоченных смешанослойных минералов, встречается в горных породах морского или гидротермального генезиса. Еще менее распространены упорядоченные смешанослойные минералы, образовавшиеся при выветривании триоктаэдрических слюд или хлоритов. Диоктаэдрические смешанослойные образования с упорядоченным переслаиванием пакетов разного типа в большинстве представлены иллит–смектитами, происхождение которых связано с преобразованием монтмориллонита в мелководных морских условиях или с породами, подвергнутыми региональному эпигенезу или контактному метаморфизму. Возраст их обычно позднепротерозойский–раннепалеозойский, возраст упорядоченных смешанослойных минералов гидротермального генезиса более широк.

Тип 6 включает ассоциацию глинистых минералов, в которую, помимо преобладающих слюдистых, входят хлорит (каолинит) и упо-

рядоченные смешанослойные минералы типа иллит-сметтит, иллит-вермикулит, вермикулит, ректорит, корренсит. Ассоциация характерна для пород, испытавших значительную катагенетическую переработку (аргиллиты, алевролиты, сланцы). По генезису и возрасту грунты с такой ассоциацией глинистых минералов представляют в основном две большие группы: верхнепротерозойские–нижнепалеозойские глинистые породы морского генезиса и флювиогляциальные четвертичные отложения (Грунтоведение, 2005).

Состав и свойства простых солей. К данной группе минералов относятся галоиды (галит, сильвин, карналлит, бишофит), сульфаты (гипс, ангидрит, барит и др.), карбонаты (кальцит, доломит, магнезит, сидерит и др.), фосфаты и др. Они широко распространены среди осадочных и несколько меньше среди метаморфических и магматических пород. В простых солях преобладают связи ионного типа, и в более сложных – ионно-ковалентного типа, причем прослеживается увеличение ковалентности солей с переходом от легких к тяжелым анионам или с заменой щелочных металлов на другие металлы. Их объединяет слабая устойчивость в воде, обусловленная особенностями строения и преобладанием ионного типа связи в структуре, поэтому присутствие простых солей в грунтах сильно влияет на их физико-химические свойства (особенно при выщелачивании солей), на водопроницаемость, солевой состав порового раствора и его агрессивность и др.

Галоиды состоят из крупных ионов щелочных металлов с анионами хлора или фтора. Наиболее простое строение среди галоидов имеет галит или каменная соль NaCl , и сильвин KCl . Структура галита представлена ионами натрия и хлора, попеременно располагающимися в узлах решетки и образующими плотную кубическую структуру (рисунок 2.30).

Большинство галоидов также имеет плотно упакованную кристаллическую структуру, в которой объем пустот не превышает 26 %, их плотность определяется химическим составом и ионным радиусом элементов. При давлении 15,0 – 20,0 МПа и повышенной температуре соль становится пластичной и может течь. Это свойство соли определяет отсутствие в ней на достаточной глубине пор и трещин.

Галоидные минералы образуются при осаждении в соляных бассейнах вдоль морских побережий и при высыхании соляных озер в сухом жарком климате. Древние залежи каменной соли, приуроченные к пачкам осадочных пород, часто выжимались в процессе складкообразования, образуя соляные столбы, или диапиры.

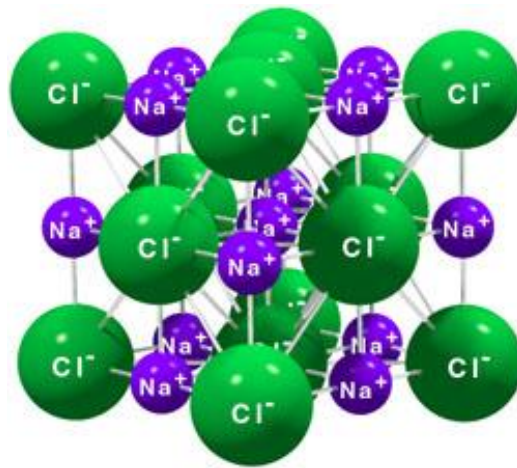


Рисунок 2.30 – Структура галита

Залежи каменных солей известны во всех геологических системах. Важнейшие из них приурочены к кембрийским, девонским и пермским осадочным толщам палеозоя и кайнозойским отложениям.

Сульфаты представляют собой ионные минералы – соли серной кислоты: в тетраэдрическом анионе $[\text{SO}_4]^{2-}$ сера находится в высшей степени окисления, поэтому все сульфаты имеют одинаковый структурный тип. Среди сульфатных минералов в грунтах наиболее распространены гипс $\text{Ca}[\text{SO}_4] \times 2\text{H}_2\text{O}$ и ангидрит $\text{Ca}[\text{SO}_4]$ (рисунок 2.31), встречаются целестин $\text{Sr}[\text{SO}_4]$, барит $\text{Ba}[\text{SO}_4]$, тенардит $\text{Na}[\text{SO}_4]$ и др. Сульфаты щелочных металлов и водные сульфаты легко растворимы в воде и имеют специфический солоноватый, горько-соленый или вязущий вкус. Формирование залежей сульфатов связано с осадконакоплением в замкнутых морских бассейнах.

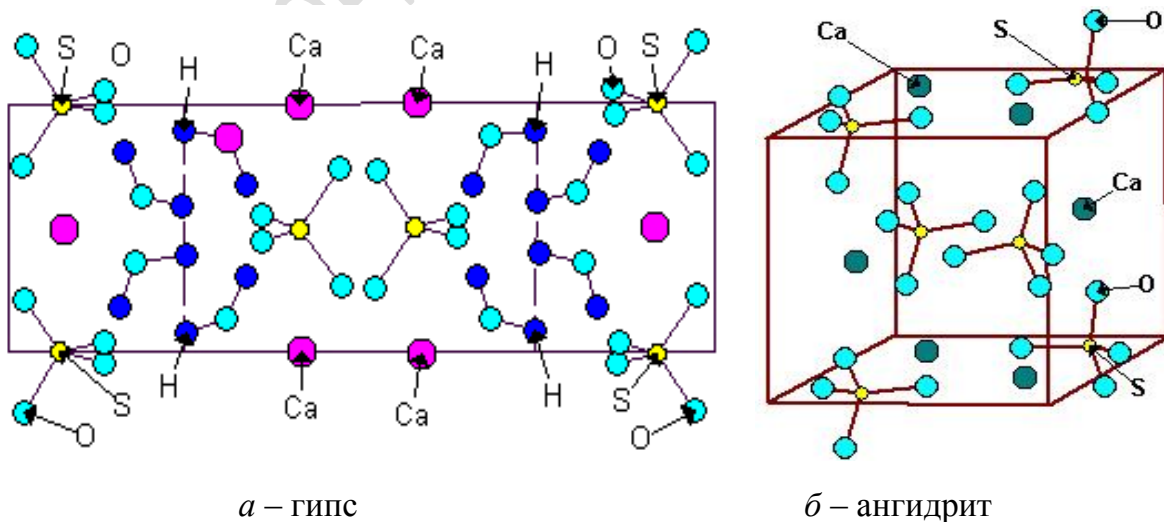


Рисунок 2.31 – Структура сульфатных минералов

В горных породах довольно часто наблюдаются взаимные переходы гипса в ангидрит и обратно. При нагревании гипса до температуры

100–200 °С происходит его постепенная дегидратация и переход в ангидрит, который сопровождается уменьшением объема гипса и образованием в нем пустот. При обратном процессе образуется вторичный гипс. Гидратация ангидрита и образование вторичного гипса сопровождаются резким увеличением его объема, вследствие чего в породах создаются дополнительные напряжения, достигающие иногда огромной величины [35].

Карбонаты представляют собой соли угольной кислоты, в которых катионами служат ионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Ba^{2+} , Fe^{2+} , Pb^{2+} и др. В их состав также входят дополнительные ионы, чаще всего $(\text{OH})^-$. Для карбонатов характерна смешанная ионно-ковалентная связь: между катионами и анионами существует ионная связь, а в радикалах $[\text{CO}_3]^{2-}$ – ковалентная. Наиболее распространенными минералами среди карбонатов являются кальцит CaCO_3 и доломит $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$, магнезит MgCO_3 , церуссит PbCO_3 , сидерит FeCO_3 , и др. По своему строению кальцит сходен с галоидами (рисунок 2.32).

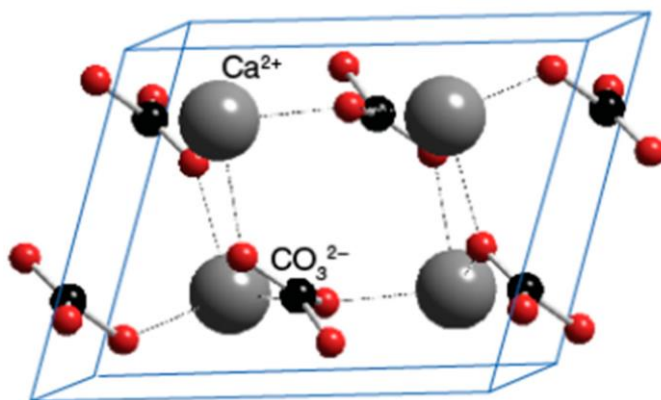


Рисунок 2.32 – Структура кальцита

Он имеет кристаллическую структуру ионного типа, образованную кальцием Ca^{2+} и радикалом CO_3^{2-} . Плотность карбонатов и сульфатов зависит от их химического состава и от строения кристаллической структуры: наибольшие значения плотности имеют карбонаты, в состав которых входят атомы железа или свинца.

Фосфаты, арсенаты, бораты, а также прочие ионные и ионно-ковалентные соли менее распространены в грунтах, однако в ряде случаев их значение бывает существенным. С осадочным процессом связано образование фосфоритов – скоплений фосфатов. Многие фосфаты, накапливающиеся в речных, прибрежных и морских россыпях, содержат радиоактивные элементы и к ним приурочены урановые месторождения. Среди фосфатов и их аналогов наиболее распространены апатит, монацит, эритрин, вивианит и др.

Важнейшим свойством простых солей является их растворимость, обусловленная преобладанием ионного типа связи в решетке минералов. Устойчивость простой соли определяется энергией ее кристаллической решетки, т. е. работой, требуемой для разрушения связи и удаления ионов на расстояния, при которых можно пренебречь взаимодействиями между ними. Энергия кристаллической решетки зависит от радиуса и заряда ионов и повышается с уменьшением ионных радиусов и ростом валентности (заряда) ионов. Соотношение энергии кристаллической решетки ионного кристалла и энергии гидратации ионов определяет растворимость соли. Растворение происходит в том случае, если энергия гидратации выше энергии кристаллической решетки, поэтому с ростом энергии решетки растворимость ионных кристаллов в целом снижается (Грунтоведение, 2005) [35].

Состав и свойства сульфидов и металлических соединений.

К сульфидам относятся минеральные виды, представляющие собой соединения металлов и полуметаллов переходных элементов с серой, мышьяком, селеном и теллуром. Наряду с другими типами химических связей в них существенное значение имеет металлическая связь. Главными элементами, кроме серы и мышьяка, в них также являются Fe, Cu, Zn, Pb, Sb, Ag, Au, Bi, Co, Ni.

Сульфиды и их аналоги характеризуются ярко выраженным ковалентным типом химической связи между слагающими их атомами с донорно-акцепторным характером ее проявления и существенным вкладом металлических и остаточных связей (рисунок 2.33).

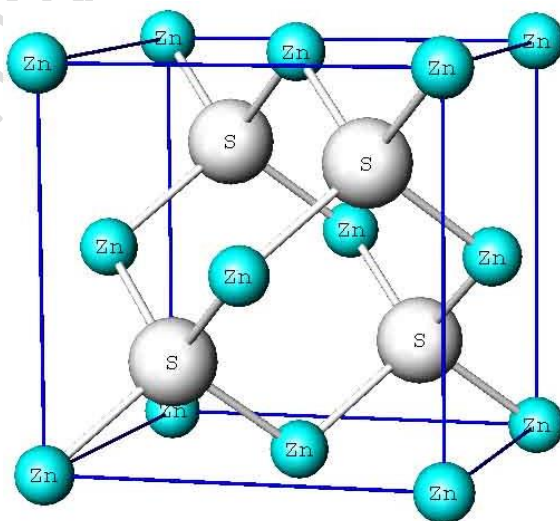


Рисунок 2.33 – Структура сфалерита

Среди этих минералов известно более 250 видов, однако значительные скопления образуют не более 20 видов. Самыми распростра-

ненными сульфидами являются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, марказит, арсенопирит, реальгар, антимонит и др. Сульфиды и их аналоги являются важнейшими рудами цветных, благородных и многих редких металлов.

В горных породах сульфиды обычно образуют сплошные, кристаллически-зернистые массы или встречаются в виде кристаллов, вкрапленностей. Сульфиды с цепочечной структурой часто представлены агрегатами удлинённо-призматических и тонкоигольчатых кристаллов с совершенной спайностью по удлинению (антимонит, висмутин, сульфасоли свинца). Для слоистых сульфидов и их аналогов характерна уплощённо-таблитчатая форма кристаллов и весьма совершенная спайность в одном направлении (молибденит, аурипигмент). Большая часть сульфидов, за исключением сульфидов мышьяка, имеет высокую плотность (до 8,5 г/см³).

Сульфидные минералы в основном имеют гидротермальное происхождение, образуются в магматических процессах и в гипергенных условиях в зоне вторичного сульфидного обогащения, а также в осадочных породах. В поверхностных условиях Земли сульфиды и их аналоги обычно неустойчивы и в процессе окисления переходят, главным образом, в растворимые сульфаты. За их счет образуются вторичные минералы – оксиды, карбонаты, сульфаты, арсенаты, силикаты и самородные металлы.

Кроме сульфидов металлическую связь в грунтах имеют такие твердые компоненты, как самородные металлы (медь, серебро и др.), некоторые металлические руды, являющиеся полезными ископаемыми, а также различные металлические соединения искусственного происхождения, особенно отходы металлов, содержащиеся в техногенных грунтах (свалочных, предельных и отвальных шлаках и др.) (Грунтоведение, 2005) [35].

2.1.2. Методы исследования состава минеральной компоненты грунтов

Инженерно-геологическое изучение твердой минеральной компоненты грунтов предполагает установление их химического, минерального, гранулометрического и микроагрегатного составов, определяемых, как правило, лабораторными методами исследований.

Методы определения химического состава. В инженерно-геологической практике для характеристики химического состава грунтов часто ограничиваются результатами анализов водной или солянокислой вытяжек, значительно реже используют валовый химический анализ.

Водная вытяжка характеризует суммарное и компонентное содержание водорастворимых солей грунта и служит при классифицировании грунтов по степени и характеру засоления, оценке ряда физико-химических свойств, в особенности химической суффозионной устойчивости и коррозионной активности. Анализ водной вытяжки определяет широко распространенные анионы (Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-}) и катионы (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}), составляющие водорастворимые соединения грунта, сухой (плотный) остаток и pH. Результаты анализа выражаются в мг-экв на 100 г абсолютно-сухого грунта и в процентах.

Для анализа водной вытяжки могут быть использованы объемный (титрометрический), весовой, фотоколориметрический и спектральный методы определения вещества. Наиболее широко распространены и применяются при изучении водорастворимых солей грунта объемный и весовой методы, положенные в основу стандартов.

Солянокислая вытяжка используется для перевода в раствор всех растворимых в кислоте минералов, причем с таким расчетом, чтобы в наименьшей степени подвергнуть разложению (переходу в раствор) силикатную часть грунта. Для приготовления солянокислой вытяжки в основном применяют разбавленную соляную кислоту (5 или 2 %-ный раствор HCl) с последующим нагреванием раствора без кипячения. По результатам анализа солянокислой вытяжки определяют содержание гипса, а также сульфат-, кальций- и магний-ионов в мг-экв на 100 г абсолютно-сухого грунта или в процентах.

Валовый химический анализ – это комплекс определений, позволяющий установить элементный состав грунта, т. е. получить представление об общем или валовом содержании в грунте химических элементов не зависимо от того, в виде каких соединений они присутствуют.

Данный анализ включает определение содержания гигроскопической воды, потери при прокаливании, содержания органического углерода и азота, а также содержания элементов, входящих в состав минеральной компоненты грунта: Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, P, S, Ti, Mn. Сумма оксидов этих элементов обычно составляет более 99 %. Соответственно результаты валового химического состава грунтов выражают в процентах различных оксидов.

Для валового анализа грунта возможно применение методов эмиссионной спектроскопии, рентгеновской флуоресценции и др. Однако в лабораториях не всегда имеется соответствующая аппаратура и не всегда удовлетворяет точность получаемых результатов. Зна-

чительно чаще используют методы, позволяющие анализировать растворы. К ним относятся классические химические, спектрофотометрические, атомно-абсорбционный и другие методы.

Методы определения минерального состава. Для изучения минерального состава грунтов применяются различные методы, среди которых наибольшее распространение получили: 1) оптический (под биноклем или под микроскопом в прозрачных шлифах, аншлифах и зернах); 2) иммерсионный; 3) рентгеноструктурный; 4) термический; 5) электронно-микроскопический. Первый из перечисленных методов используется, главным образом, для анализа скальных, полускальных и дисперсных песчаных грунтов, остальные – для глинистых.

Оптический метод исследований. Оптическое определение минералов, слагающих горные породы, их структуры и текстуры, проводится в прозрачных шлифах в поляризационных микроскопах. Прежде чем приступать к определению минералов, необходимо установить, к какому типу горной породы относится изучаемый объект, так как от этого будет зависеть круг минералов, встречающихся при описании. Для магматических пород это в основном главные породообразующие минералы: кварц, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, амфиболы, пироксены, оливин, биотит, вулканическое стекло. Для метаморфических пород характерны хлорит, гранат, серпентин, тальк, актинолит и т. д. В осадочных породах образуются карбонатные минералы, гипс, глинистые минералы, а в терригенных породах могут встретиться все магматические и метаморфические минералы.

При описании шлифов следует соблюдать следующую схему. Вначале дается общая характеристика грунта с указанием степени его однородности: для осадочных – соотношение обломочной части и цемента, для эффузивов – основной массы и вкрапленников, для интрузивных магматических – бесцветных и окрашенных минералов. Далее отмечаются характер и степень измененности грунта в целом, наличие микропор и микротрещин. Затем описываются структура и минеральный состав, при этом выделяют минералы породообразующие, второстепенные или акцессорные (они обычно представлены мелкими кристалликами), эпимагматические или вторичные (продукты изменения породообразующих минералов).

При описании минералов используются такие диагностические признаки, как цвет, форма, рельеф, наличие плеохроизма, спайности, сила двупреломления, характер угасания и знак удлинения.

При инженерно-геологическом изучении грунтов важно отмечать примерное содержание в нем каждого минерала, для чего можно

пользоваться таблицами–трафаретами (рисунок 2.34), взаимоотношение его с другими компонентами, степень сохранности и свежести кристаллов, характер продуктов разложения.

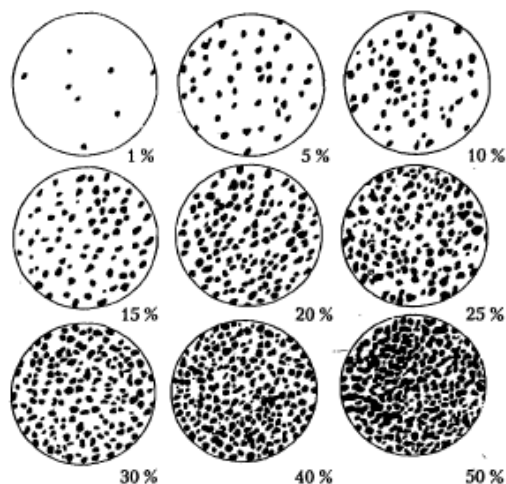


Рисунок 2.34 – Вспомогательные таблицы-трафареты М. С. Швецова (1948) для определения процентного содержания составных частей грунта

По изменению основных породообразующих минералов ориентировочно можно судить о прочностных свойствах грунтов. Ниже приводятся признаки этих изменений (таблица 2.2).

Таблица 2.2 – Признаки изменений минералов, указывающие на снижение прочности грунтов (по В. В. Дмитриеву, Л. А. Ярг, 2008) [37]

Минералы	Признаки изменений
Калиевые полевые шпаты	Пелитизация – помутнение и побурение кристаллов из-за развития в них пелитового вещества
Плагиоклазы	Серитизация – появление серицита (тонкочешуйчатого мусковита); сосюритизация – появление мельчайших зерен эпидота в смеси с серицитом, кальцитом и другими вторичными минералами
Роговая обманка	Кристаллы рассечены трещинами выветривания. Образование по трещинкам гипергенного хлорита, бесцветного, с низким двупреломлением и прямым угасанием; появление крупных чешуек хлорита; глинистые минералы замещают зерна роговой обманки по трещинам и краям, корродируя их, в результате чего зерна теряют четкие очертания, а при полном замещении наблюдаются в форме реликтов
Биотит	Осветление кристаллов; хлоритизация (с образованием пеннина); полное разложение кристалла с образованием окислов железа

Степень изменений минералов можно охарактеризовать полуколичественно, указывая процент пораженности при сплошном разви-

тии вторичных продуктов или отмечая распыленный характер их распространения. Определение минерального состава позволяет определить названия грунта (рисунок 2.35) и получить представление о свойствах.

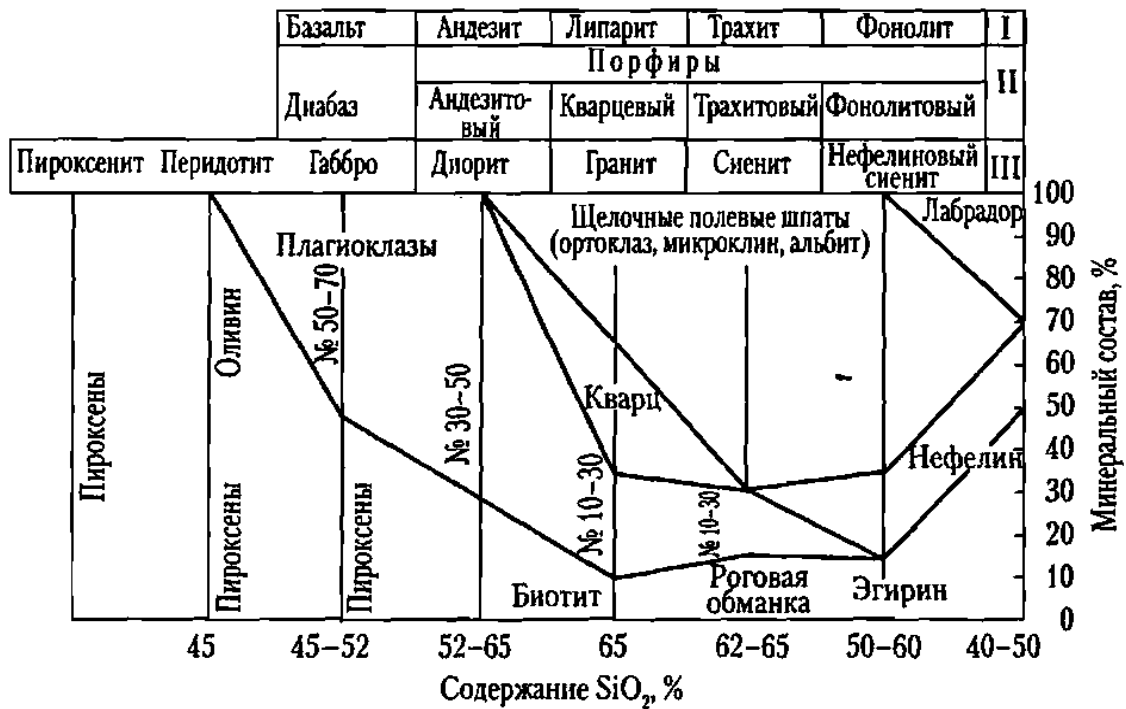


Рисунок 2.35 – Диаграмма минерального состава главных интрузивных пород и их эффузивных аналогов (по А. М. Даминовой, 1967): I–II – эффузивные породы (I – кайнотипные, II – палеотипные); III – интрузивные породы

При изучении карбонатных грунтов следует обращать внимание на соотношение кальцита и доломита, содержание терригенно-обломочного материала и глинистой составляющей, что позволяет дать им название (таблицы 2.3 и 2.4).

Таблица 2.3 – Классификация известково-доломитовых пород (по С. Г. Вешнякову)

Порода	Содержание, %	
	CaCO_3	$\text{Ca, Mg} (\text{CO}_3)_2$
Известняк:		
– типичный	95–100	0–5
– доломитистый	75–95	5–25
– доломитовый	50–75	25–50
Доломит:		
– известковый	25–50	50–75
– известковистый	5–25	75–95
– типичный	0–5	95–100

Таблица 2.4 – Классификация карбонатно-глинистых пород (по С. Г. Вешнякову)

Содержание глинистого материала	Известковый ряд породы		Доломитовый ряд породы	
	0–5	Известняк: – типичный	95–100	Доломит: – типичный
5–25	– глинистый	75–95	– глинистый	75–95
25–50	Мергель: – типичный	50–75	Мергель: – доломитовый	50–75
50–75	– глинистый	25–50	– глинистый	25–50
75–95	Глина: – известковистая	5–25	Глина: – доломитовая	5–25
95–100	– типичная	0–5	– типичная	0–5

Важно отмечать признаки окремнения и сульфатизации, так как в каждом конкретном случае это будет обуславливать прочность карбонатных пород и их растворимость.

Для цементированных осадочных грунтов в шлифах, прежде всего, устанавливают состав обломочной части. Название их можно определить по классификации Г. Ф. Крашенинникова (таблица 2.5).

Таблица 2.5 – Классификация цементированных осадочных грунтов (по Г. Ф. Крашенинникову)

Цементированные осадочные грунты	Содержание (в %) основных компонентов (по группам)		
	кварц	обломки гранитоидов, калиевых полевых шпатов, плагиоклазов кислых	обломки прочих пород, плагиоклазов основных, темноцветных минералов
Кварцевые	100–90	0–10	0–10
Субаркозы	90–50	10–50	0–25
Аркозы	0–50	100–50	0–10
Субграувакки	90–50	0–25	10–25
Граувакки	0–25	0–25	100–50
Аркозо-граувакки	50–0	75–25	25–50
Граувакки-аркозы	50–0	25–50	75–25

Цемент в цементированных осадочных грунтах может быть однородным (мономинеральным), образующимся за счет выпадения из раствора того или иного минерала, и разнородным (полиминеральным). Состав однородного цемента различен, представлен часто кальцитом, гипсом, гидроокислами железа, опалом, кварцем, халцедоном, доломитом и т. д. Разнородный цемент обычно состоит из глинистых или пылеватых частиц разного состава с примесью карбонатов и окислов железа. Для цементированных осадочных грунтов важно установить степень и характер выветрелости как обломочного мате-

риала, так и цемента, снижающего прочностные свойства грунтов (Дмитриев, Ярг, 2008) [37].

При описании минерального состава кремнистых грунтов в шлифах определяют хемо- и органогенное вещество. Опал, часто присутствующий в виде мелких шарообразных глобул размером менее 0,005 мм, при диафрагмировании имеет шагреневую поверхность. Халцедон отличается резко выраженным волнистым или крестообразным погасанием кристаллов, создающих впечатление о радиально-лучистом расположении.

При исследовании минерального состава глинистых грунтов в шлифах легче всего установить состав неглинистой примеси (обломочной, органогенной и т. д.). Железистое вещество придает красноватый оттенок, гумусовое – бурый оттенок, углистый – темный и темно-серый, глауконитовое и хлоритовое вещество – зеленоватую окраску. Достоверное определение глинистых минералов в шлифах затруднительно, и для этого используются другие методы.

Для облегчения диагностики минералов в шлифах и аншлифах применяются методы окрашивания и травления. Эти методы основаны на различном отношении отдельных минералов к тому или иному применяемому реактиву. Под воздействием последнего на открытую пришлифованную поверхность породы определенные минералы вступают с ним в микрохимическую реакцию и дают цветной осадок. Концентрацию реактивов и время реакции подбирают так, чтобы один минерал успевал вступить в эту реакцию, а другой нет (либо вообще бы с ним не реагировал).

Для определения количественного содержания минералов в грунтах применяют различные методы:

- 1) планиметрический, основанный на измерении площадей, занимаемых различными компонентами;
- 2) точечный, заключающийся в подсчете числа точек, приходящихся на каждый минерал; общая сумма точек равна 100 %, а процентное содержание минералов соответственно равно его доле точек;
- 3) линейный, позволяющий вычислить процентное содержание минералов методом сканирования.

Иммерсионный метод. Поляризационный микроскоп может применяться с использованием иммерсионных жидкостей. Иммерсионный метод наиболее широко применяется для изучения минерального состава песков. Принцип работы состоит в сравнительном подборе эталонной жидкости с показателем преломления, аналогичным изучаемому минералу. Затем, используя ряд дополнительных характеристик (цвет минерала, плеохроизм, изотропность, осность, оптиче-

ский знак минерала, форма выделения), по таблицам точно определяется минерал. Для работы необходим набор жидкостей с известными показателями преломления от 1,4 до 1,78.

Пески должны быть предварительно подготовлены: разделены на преобладающие фракции, зерна очищены от «рубашек», агрегаты дезинтегрированы, удалены посторонние примеси. Подготовленные к анализу фракции разделяют тяжелыми жидкостями на легкую и тяжелую. Просмотру подлежит подвергнуть 400–500 зерен из пробы и по ним подсчитать количество того или иного минерала. Для инженерно-геологических целей обязательно следует подсчитывать содержание слабоустойчивых минералов.

Бинокулярный микроскоп (МБС–1, МБС–9) часто используется для изучения минерального состава песков, супесей (легкая фракция), а также сколов грунтов и минералов. Диапазон увеличения от 3,6 до 119 позволяет изучить мельчайшие зерна, структуру грунта, диагностировать рудные и окрашенные породообразующие минералы, оценить характер и степень выветрелости.

Рентгеноструктурный анализ. Рентгенофазовый анализ является одним из самых совершенных методов рентгеноструктурного определения минерального состава грунтов. Он широко применяется при идентификации глинистых минералов в поликомпонентных смесях. В настоящее время применяются дифрактометры общего назначения (ДРОН–0,5; ДРОН–2,0) и с программным управлением (ДРОН–УМ/1).

В методах с применением рентгеновских лучей используют излучение с длиной волны, соизмеримой с межатомным расстоянием любого минерала в веществе (0,7–2,5 Å). Кристаллическую решетку любого минерала можно представить как совокупность параллельных плоскостей атомов; ориентация плоскостей в пространстве задается индексами hkl . По отношению к рентгеновским лучам кристалл играет роль дифракционной решетки с бесконечно большим числом рассеянных центров.

Для того чтобы плоскости атомов рассеивали лучи в одной фазе, разность хода луча между этими плоскостями должна быть кратной длине волны применяемого излучения, т. е. должно выполняться равенство Брегга – Вульфа: $2d_{hkl} \times \sin \theta = n\lambda$, где d_{hkl} – межплоскостное расстояние системы параллельных плоскостей; θ – угол падения рентгеновских лучей; n – целые числа, показывающие, сколько длин волн укладывается в разности хода лучей, «отраженных» соседними плоскостями; λ – длина волны применяемого излучения.

Идентификация кристаллического вещества в смеси сводится к определению его межплоскостных расстояний d_{hkl} и относительной интенсивности I соответствующих отражений на дифрактограмме. Определение минерала выполняется путем сопоставления полученных величин (d/n) и относительных интенсивностей (I) с эталонными значениями из справочников, наиболее полным из которых является «Рентгенометрическая картотека» Американского общества по испытанию материалов (ASTM) и Объединенного комитета порошковых дифракционных стандартов (ICPDS).

Проведение исследований требует предварительной подготовки образцов. Это может быть порошок, нанесенный на плоскую поверхность, петрографический шлиф без покровного стекла, или аншлиф, или прессованная таблетка. При определении глинистых минералов готовят ориентированные препараты. Это достигается путем выделения фракции размером менее 0,001 мм многократным сливанием верхнего 7-сантиметрового столба водной суспензии через 22 ч после взмучивания, осаждения полученной суспензии в центрифуге, отстаивания до образования густого осадка, перенесения его на стеклянную или керамическую подложку и высушивания на воздухе.

Для уверенной диагностики глинистых минералов, у которых совпадают значения d_{hkl} , используют различия поведения глинистых минералов при термической обработке и насыщении их органическими жидкостями, основанные на особенностях строения их кристаллической решетки. Поэтому при изучении глинистых минералов один образец снимают три раза: в воздушно-сухом состоянии, после насыщения глицерином или этиленгликолем и после прогревания при температуре 550–600 °С в течение 1,5–2 ч. Для выявления каолиновой группы при наличии хлоритов образец обрабатывают теплой 10 %-ной HCl, в которой высокодисперсные триоктаэдрические хлориты растворяются.

Поскольку видовой состав наиболее распространенных в грунтах глинистых минералов сравнительно невелик, то для их диагностики можно пользоваться данными, приведенными в таблице 2.6.

Рентгеноструктурный анализ является весьма информативным при выявлении закономерностей изменчивости минерального состава в профиле коры выветривания.

Для уверенного определения палыгорскита при наличии гидрослюд, гидратированного галлуазита или смешаннослойных образований с преобладанием слюдистых пакетов рекомендуется применять съемку ориентированных препаратов «на просвет». В этом случае базальные плоскости слоистых глинистых минералов, ориентированные строго перпендикулярна к пучку рентгеновских лучей, не дадут

отражений, в то время как положение рефлекса 110 палыгорскита ($d = 1,05$ нм) не изменится. Съемка ориентированных препаратов «на просвет» в большинстве случаев позволяет также определить хлорит в присутствии каолинита или вермикулита без химической или термической обработки образца, а также политипные модификации глинистых минералов.

Таблица 2.6 – Значения отражений первого порядка основных глинистых минералов

Минералы	$d_{hkl} \times 10^{-1}$ нм		
	в воздушно-сухих образцах	после насыщения образцов глицерином	после прогрева образцов при температуре 550 °С
Гидрослюды, глауконит	9,9–10,1	9,9–10,0	9,9–10,0
Монтмориллонит, сапонит, нонтронит, бейделлит,	12,6–15,4	17,8	9,6–9,8
Вермикулит	14,2	14,2–14,4	9,6–9,8
Хлориты	14,0–14,3	14,0–14,3	13,6–14,2
Каолинит, диккит, накрит	7,1–7,2	7,1–7,2	Отражений нет
Галлуазит	7,2–7,5	11,0	То же
Хризотил, антигорит	7,25–7,4	7,25–7,4	Уменьшение интенсивности
Палыгорскит	10,5	10,5	10,2–10,4 (размытая линия)
Сепиолит	12,1	12,1	12,0–12,1 (размытая линия)

Однако получение строго ориентированных препаратов, которые можно снимать без подложки, весьма трудоемко. Можно рекомендовать более простой способ приготовления таких препаратов при работе с приставкой ГП–3. В кювете стандартных размеров, изготовленной из органического стекла, делается сквозной вырез, заклеиваемый с одной стороны липкой лентой. В полученное таким образом углубление заливается суспензия, после высыхания которой образуется ровный слой глинистых частиц, ориентированных параллельно подложке из ленты. Такой препарат можно снимать и «на просвет», и «на отражение». Кювету применяют и для съемки препаратов с заданной влажностью, для этого после заполнения углубления пастой

определенной влажности заклеивают лентой и другую сторону выреза (Осипов, 1979).

Количественный рентгенофазовый анализ. К количественной оценке минералов следует приступать лишь после полной идентификации всех фаз, входящих в состав исследуемого образца. Количественное содержание минералов определяют путем сравнительной оценки дифракционных максимумов на диаграмме. Интенсивность их зависит от концентрации каждого минерала, однако эта зависимость не является линейной, т. к. на интенсивность отражения, помимо концентрации данной фазы, влияет коэффициент поглощения рентгеновских лучей всем образцом, зависящий от концентрации всех фаз (минералов).

Теоретические основы количественного рентгенофазового анализа и существующие методы его проведения изложены в специальной литературе (Пономарев, 1981). В этой работе описаны преимущества и недостатки каждого метода. Остановимся на одном из самых быстрых, применяемом для количественного определения неглинистых минералов грунтов, – методе внешнего эталона. В нем используется специальный держатель образца, представляющий собой круглое углубление в органическом стекле, заполняемое порошком анализируемой пробы, в центре которого запрессован металлический стержень. При облучении он дает несколько интенсивных линий и является эталоном, внешним по отношению к пробе.

Сущность метода состоит в том, что содержание искомой фазы x_1 , пропорционально отношению интенсивностей этой фазы I_1 , и эталона I_3 , т. е. $I_1 / I_3 = cx_1$ (где c – постоянная величина). Приготовив несколько (не менее трех) смесей с разными концентрациями минералов, снимают эти смеси, получая различные значения отношений интенсивностей выбранных минералов и эталона. По результатам съемки для каждого минерала строят графики в координатах «концентрация – отношение интенсивностей».

Часто в практике инженерно-геологических изысканий важно знать не столько абсолютную концентрацию в грунте того или иного минерала, сколько изменение содержания какого-либо минерала по площади или по разрезу. Это позволяет объяснять изменение свойств грунтов, а в некоторых случаях и прогнозировать.

Так как для грунтов определенного стратиграфического горизонта в пределах одного района маловероятны значительные различия в происхождении и структуре однотипных минералов, то не должно быть больших отличий в их рентгеноструктурной характеристике: отношения интенсивности отражений от одинаковых плоскостей будут

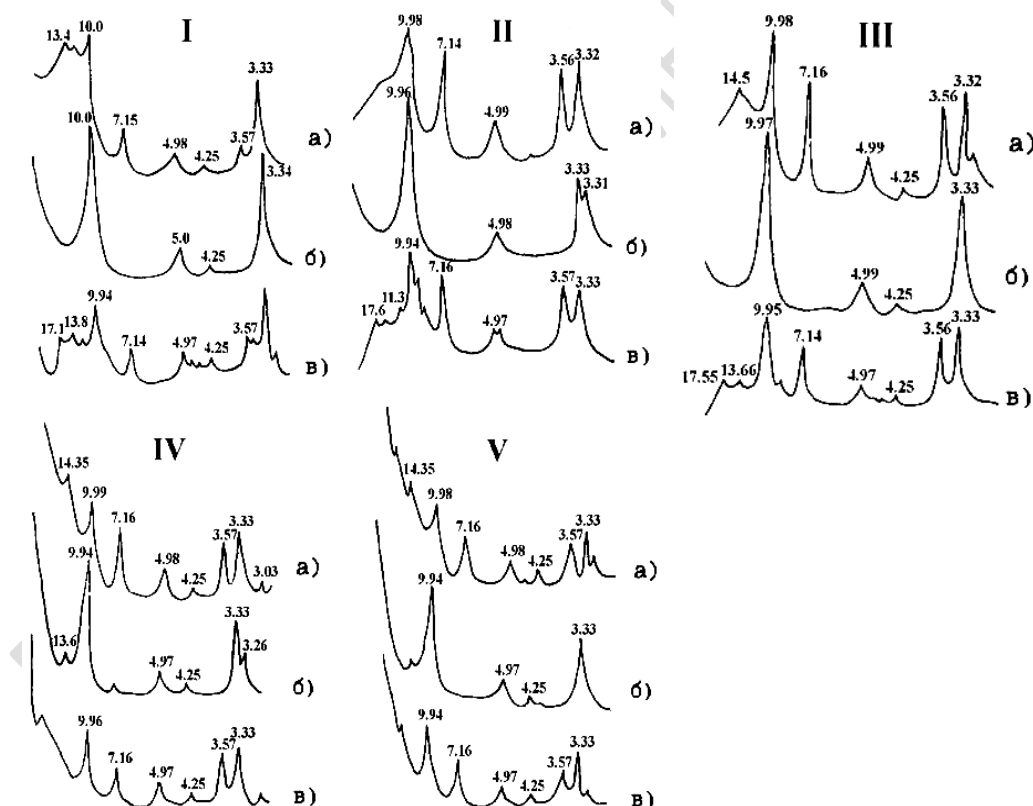
определяться лишь числом облучаемых плоскостей, т. е. концентрацией глинистого минерала. Если вывести значения коэффициентов для отношений интенсивностей базальных отражений различных минералов при равной их концентрации, то анализ смесей сводится к простому подсчету интенсивностей соответствующих отражений на дифрактограмме. Важной особенностью этого анализа является то, что эталонами служат сами определяемые минералы. Основные требования при проведении определений – максимальная стандартизация приготовления препаратов и неизменность условий съемки.

Вначале записывают дифрактограммы воздушно-сухого и насыщенного глицерином образца. Затем его прогревают в течение 1,5 часа при температуре 300 °С и снимают в пределах 1,5–0,7 нм. Интенсивность 0,7 нм пика фиксирует общее содержание хлорита и каолинита, интенсивность 1,0 нм пика обезвоженного образца – общее содержание гидрослюда, монтмориллонита, вермикулита и смешаннослойных образований. Измеренные интенсивности этих отражений делят на коэффициенты, учитывающие различие «дифракционной способности» 0,7 и 1,0 нм минералов. По скорректированным величинам интенсивностей 0,7 и 1,0 нм рефлексов определяют содержание минералов, характеризующихся этими отражениями на дифрактограмме прогретого до 300 °С образца. Сравнивая интенсивности 1,0 нм отражения на дифрактограммах насыщенного глицерином и прогретого до 300 °С образца, определяют содержание гидрослюда. Количество монтмориллонита определяют по приведенной интенсивности 1,77 нм отражения на дифрактограмме насыщенного глицерином образца; смешаннослойных слюда–монтмориллонитового состава – по разности интенсивностей 1,0 нм отражения прогретого образца и суммарной интенсивности гидрослюда и монтмориллонита. Для определения содержания вермикулита в присутствии монтмориллонита и хлорита используют разность интенсивностей 1,4 нм отражения на дифрактограммах насыщенного глицерином и прогретого до 300 °С препаратов. Количество хлорита можно определить, сравнивая интенсивности 1,4 и 1,0 нм рефлексов дифрактограммы прогретого образца, предварительно разделив величину интенсивности 1,4 нм рефлекса на коэффициент, полученный при съемке эталонной смеси. Для контроля используют отражение 0,02 каолинита и 0,04 хлорита (0,356–0,357 и 0,352–0,354 нм соответственно); по интенсивностям этих отражений определяют отдельное содержание в образце каолинита и хлорита. В качестве примера рентгенографического определения содержания глинистых минералов приведены результаты анализа состава фракции мельче 0,005 мм, вы-

деленной из моренных отложений различных районов Беларуси (рисунок 2.36, таблица 2.7).

Термический метод. Определение состава грунтов с помощью термического анализа основано на изучении превращений, происходящих при нагревании или охлаждении испытуемого образца. При нагревании пород в них возникают различные физико-химические и химические процессы (испарение, диссоциация, разложение, окисление и восстановление, плавление и затвердевание), в результате которых происходят дегидратация минералов с удалением различных видов воды разрушение их кристаллической решетки, перестройка структуры, образование новых минералов.

Об этих превращениях в ходе нагревания возможно судить, регистрируя с помощью специальной аппаратуры изменения таких параметров образца, как температура, вес, объем, электропроводность. Запись результатов анализов производится в виде особых кривых, характерный облик которых и дает основание судить о структуре и составе вещества (Иванова и др., 1974; Топор и др., 1987).



а – исходный образец; б – прокаленный при 600 °С; в – насыщенный глицерином

Рисунок 2.36 – Рентгенодифрактограммы днепровских моренных суглинков (I, II) и супесей (IV, V) припятского горизонта и моренного суглинка (III) березинского горизонта среднего плейстоцена (по А. Н. Галкину, 2016)

Таблица 2.7 – Минеральный состав глинистой и тонкопылеватой фракций моренных грунтов различных районов Беларуси (по А. Н. Галкину, 2016)

Пункт отбора	Грунт	Возраст	Содержание глинистых минералов, %			
			иллит	каолинит	смектит	смешанно-слоистые (иллит-смектит)
Орша	суглинок средний	gQ _{IIpr} ^{sž}	65–70	10	–	20–25
			60–65	10–15	5	20
Круговец, Добрушский р-н	суглинок средний	gQ _{IIpr} ^{dn}	83	15	–	2
Горваль, Речицкий р-н	суглинок средний	gQ _{IIpr} ^{dn}	80	12	–	8
	суглинок легкий	gQ _{IIbz}	80	19	–	1
Светлогорск	суглинок средний	gQ _{IIpr} ^{dn}	77	15	3–4	4–5
			80–82	12–13	–	> 6
Гомель	супесь тяжелая	gQ _{IIpr} ^{dn}	78	19	–	3
Речица	супесь тяжелая	gQ _{IIpr} ^{dn}	73	19	–	8

Для определения состава горных пород и минералов чаще всего используют модификацию термического анализа, связанную с регистрацией изменений температуры и веса образца – метод дифференциально-термического анализа. При его проведении используются устройства ПК–55, ФПК–60, установки ТП–1 и др.

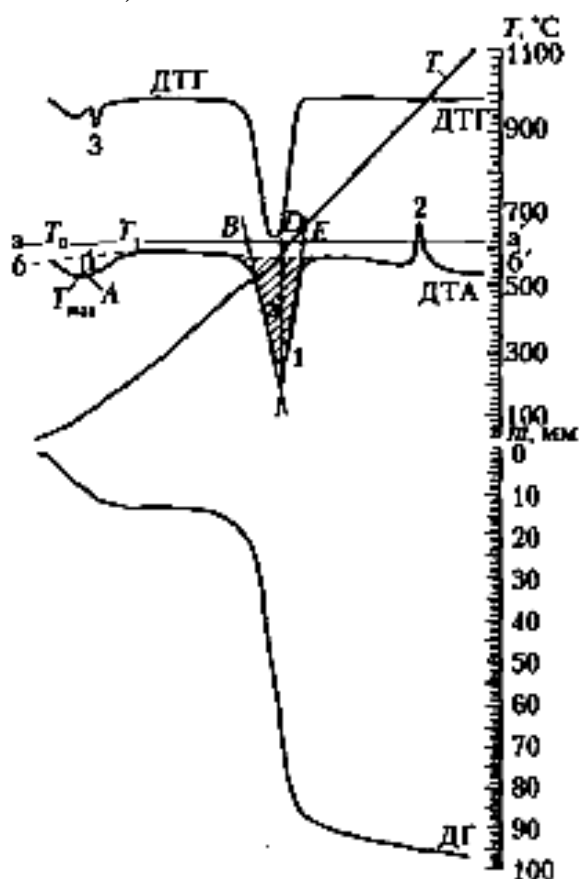
Данный метод основан на зависимости между величиной термического эффекта и массой термоактивного компонента. При этом используют площадь, амплитуду и интервал температур термического эффекта, связывающую площадь термического эффекта с массой исследуемого вещества.

Более точные данные могут быть получены с помощью другого метода термического анализа – термогравиметрического. С его помощью можно следить за всеми происходящими в пробе преобразованиями, сопровождающимися уменьшением или увеличением массы и количества тепла в процессе нагревания.

Установки для термогравиметрического анализа (УТА-1, ТУ-1М) с рабочим интервалом температур 20–1100 °С отличаются

малыми габаритами и простотой в работе, дают возможность проводить анализы из малых навесок (2–100 мг) и с большой скоростью нагревания (70 °С в минуту), с автоматической записью графических результатов анализа.

Современные комплексные термоаналитические устройства позволяют, анализируя одну пробу, записать на диаграмме или фотобумаге сразу четыре кривые: термогравиметрическую кривую ТГ, фиксирующую суммарную потерю массы образца; дифференциально-термогравиметрическую кривую скорости потери массы ДТГ, кривую дифференциально-термического анализа ДТА, показывающую изменение количества тепла в образце, и кривую изменения температуры в образце Т (рисунок 2.37).



Т, ТГ, ДТГ – соответственно кривые температуры в образце, изменение массы, дифференциальная термогравиметрическая; 1–3 – эффекты (1 – эндотермические, 2 – экзотермические, 3 – примесь гипса); аа', бб' – нулевая и базисная линии; T_0 , T_1 , T_{max} – соответственно начальная, окончательная и максимальная температуры термического эффекта; S , A , BD/DE – соответственно площадь, амплитуда и индекс формы термического эффекта

Рисунок 2.37 – Термогравитограмма каолинита в воздушно-сухом состоянии с геотермическими элементами кривой ДТА (по В. В. Дмитриеву, Л. А. Ярг, 2008)

Точность результатов термографических исследований в значительной степени определяется правильностью подготовки образцов, измельчаемых до порошка. Степень и способ дробления образцов имеет большое значение, так как при растирании глинистых минералов происходит частичное или полное изменение структуры, потеря гидроксильной воды и появление абсорбционно-связанной, что может исказить облик термограммы (уменьшение или полное исчезновение пиков, связанных с удалением гидроксильной воды). Предварительная подготовка глинистых грунтов к термическому анализу аналогична подготовке к рентгеновскому анализу.

Электронно-микроскопический метод. Этот метод обладает большой разрешающей способностью и используется при изучении микроструктур и для качественной оценки минерального состава глинистых пород, размер частиц которых не превышает нескольких микрон. В основе метода лежит диагностика минерального состава по изучению характерных микроморфологических особенностей поверхности частиц.

Для исследований могут быть использованы просвечивающие электронные микроскопы (ПЭМ) типа ЭМВ–100Л, ЭМ–14, фирм Hitachi (Япония), Philips (Нидерланды), Tesla (Чехия). Увеличение электронных микроскопов достигает 200 000–1 000 000 раз при разрешении около 0,14 нм.

Принцип работы ПЭМ аналогичен обычному оптическому просвечивающему микроскопу, но вместо светового луча в нем используется сфокусированный пучок электронов, а оптические линзы заменены на электромагнитные (катушки с током). Источником электронов служит накальный вольфрамовый катод. Имитируемые катодом электроны ускоряются электрическим полем анода и фокусируются системой линз, после чего пучок проходит через пленку-подложку с зафиксированными на ней изучаемыми микрочастицами. Так происходит формирование электронного изображения, представляющего собой участки пространства с различной плотностью электронов (в пределах более плотных участков образца частицы сильнее рассеивают электроны, а менее плотные промежутки между частицами или пленка-подложка почти не рассеивают). В дальнейшем это электронное изображение, последовательно проходя через систему электромагнитных линз (объективную, промежуточную и проекционную), увеличивается и проявляется на флуоресцентном экране. В результате возникает увеличенное теневое изображение изучаемых микрочастиц.

Предварительная подготовка глинистых грунтов к электронно-микроскопическому анализу аналогична подготовке к рентгеновскому и термическому анализам.

Диагностика глинистых минералов с помощью ПЭМ основана на изучении размеров и формы частиц со всеми присущими им морфологическими особенностями (форма и степень четкости контуров изображения, контрастность (плотность), размер). Зная увеличение изображения, можно вычислить размеры частиц. Диагностические признаки основных глинистых минералов приведены в таблице 2.8.

Таблица 2.8 – Диагностические признаки основных глинистых минералов (по В. В. Дмитриеву, Л. А. Ярг, 2008)

Группа	Форма частиц	Морфология частиц
Гидрослюд	Пластинки изометрические или удлиненные	Контуров четкие; толщина незначительная
Монтмориллонита	Хлопьевидная	Контуров нечеткие; толщина уменьшается к краям
Каолинита	Шестигранная, несколько вытянутая	Контуров не очень четкие, ребра иногда не развиты; толщина от долей микрометра до нескольких микрометров
Палыгорскита	Нити, тонкие пластинки, иголки	Волокнистая, пластинчатая, игольчатая
Смешанослойных	Изометрические пластинчатые	Контуров сглаженные, толщина уменьшается к краям

В. Н. Соколовым (1988) на основе данных электронно-микроскопических исследований разработана инженерно-геологическая классификация микроструктур глинистых грунтов. Следует отметить, что электронно-микроскопический метод очень трудоемок как с точки зрения технологии работ, так и интерпретации полученных данных. Его используют, главным образом, в ходе научных исследований.

Методы изучения размеров и количественного содержания элементов твердой минеральной компоненты грунта. Твердая минеральная компонента всех грунтов, за небольшим исключением, состоит из отдельных кристаллов, обломков кристаллов или обломков пород, получивших название структурных элементов. Размер структурных элементов может изменяться от долей микрометра до десятков сантиметров. Глинистые частицы объединяются во фракцию размером $< 0,001$ мм; пылеватые – в группу фракций $0,001–0,05$ мм; песчаные – $0,05–2$ мм; гравий и дресва – $2–40$ мм; галька и щебень –

40–200 мм; валун и глыба – более 200 мм. Гравием, галькой и валунами называют окатанные крупнообломочные частицы, дресвой, щебнем и глыбами – неокатанные. В других странах используются разные градации частиц по размерам. В США, Англии и многих других странах к глинистым относят частицы размером менее 0,002 мм, а к пылеватым – менее 0,074 мм. В Германии к крупнообломочным относят частицы крупнее 5 мм, а в США – более 4,76 мм и т. д. Все дисперсные грунты состоят чаще всего из частиц нескольких фракций. Количественное содержание различных фракций первичных частиц в дисперсных грунтах характеризуется их гранулометрическим составом.

Гранулометрическим составом грунта называется количественное содержание в нем первичных частиц по фракциям, выраженное в процентах по отношению к их общей массе.

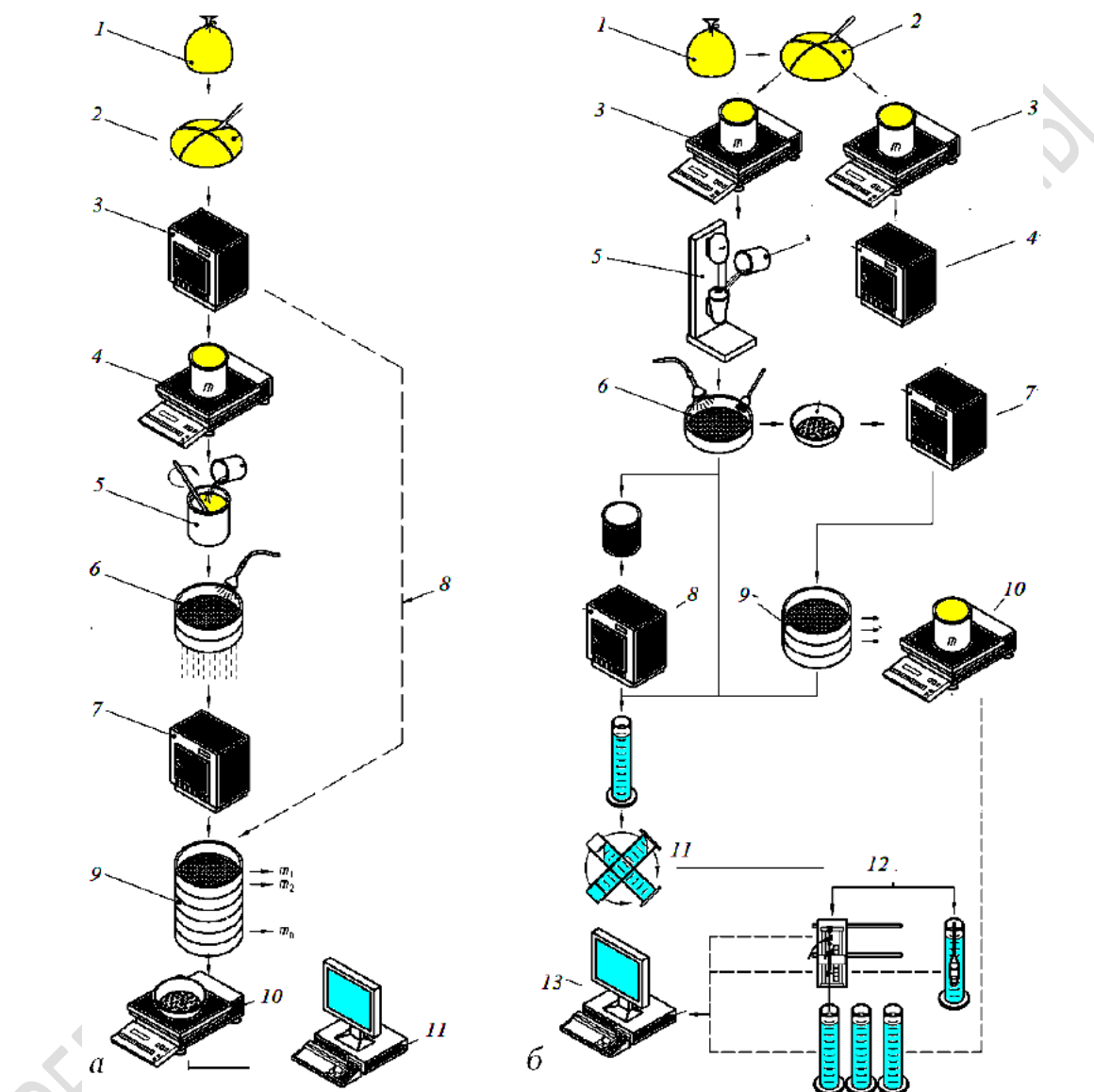
Наряду с первичными частицами во многих грунтах, особенно в тонкодисперсных, присутствуют вторичные частицы, представляющие собой микроагрегаты, образовавшиеся при соединении (агрегации) первичных частиц.

Микроагрегатным составом грунта называется количественное содержание в нем и первичных, и вторичных частиц (т. е. сцепленных в агрегаты) по фракциям, выраженное в процентах по отношению к их общей массе. Он отражает степень агрегированности грунта, которая количественно оценивается коэффициентом агрегированности (K_a) И. М. Горьковой:

$$K_a = \frac{\text{выход частиц при гранулометрическом анализе (в \%)}{\text{выход частиц при микроагрегатном анализе (в \%)}} .$$

По результатам гранулометрического анализа проводят классифицирование грунтов. В соответствии с нормативными документами гранулометрический состав используется для определения неоднородности и, следовательно, плотности сложения, а также расчетного сопротивления грунтов, косвенной оценки показателей прочностных и деформационных свойств, изготовления оптимальных смесей, добавок, растворов и т. п. Кроме того, гранулометрический состав позволяет предварительно оценивать некоторые свойства грунта (фильтрационные, физико-химические и др.), водопроницаемость рыхлых несвязных грунтов по эмпирическим формулам, возможных явлений суффозии в теле фильтрующих плотин и их основании, в стенках котлованов, в бортах выемок. Он применяется для расчетов обратных фильтров, пригодности грунтов в качестве насыпей для дорог, дамб, земляных плотин, при оценке грунтов как заполнителя бетона.

Для определения гранулометрического и микроагрегатного составов грунтов используют как прямые, так и косвенные методы. Первые позволяют непосредственно выделять необходимые фракции, взвешивать и определять их процентное содержание в породе. К прямым методам анализа относятся ситовой (рисунок 2.38, *а*) и пипеточный методы, а также метод отмучивания Сабанина.



- а* – ситовой анализ: 1 – образец грунта; 2 – квартование; 3 – сушка; 4 – взвешивание; 5 – растирание; 6 – просеивание; 7 – сушка; 8 – сухое разделение; 9 – рассев; 10 – взвешивание; 11 – расчеты;
- б* – ареометрический анализ: 1 – образец; 2 – квартование; 3 – взвешивание; 4 – сушка; 5 – перемешивание; 6 – просеивание; 7 – сушка; 8 – сушка; 9 – просеивание; 10 – взвешивание; 11 – взбалтывание; 12 – седиментация; 13 – расчеты

Рисунок 2.38 – Схемы определения гранулометрического состава грунтов (по ISO/TS 17892-4)

Косвенные методы не предусматривают разделения породы на фракции. Они основаны на изучении некоторых свойств исследуемой породы, по изменению которых можно судить о содержании в породе тех или иных фракций. Наиболее распространенным в этой группе методов является метод ареометрического анализа (рисунок 2.38, б).

Ситовой метод – один из основных в практике инженерно-геологических исследований грунтов. Метод используется для определения гранулометрического состава крупнообломочных и песчаных грунтов, а также крупнозернистой части пылевато-глинистых грунтов (таблица 2.9). Сущность метода заключается в рассеве пробы грунта с помощью набора сит (рисунок 2.38, а). Для разделения грунта на фракции ситовым методом без промывки водой применяют сита с отверстиями диаметром 10; 5; 2; 1; 0,5 мм; с промывкой водой – сита с размером отверстий 10; 5; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,1 мм. Ситовой метод с промывкой водой обычно применяют для определения гранулометрического состава мелких и пылеватых песков.

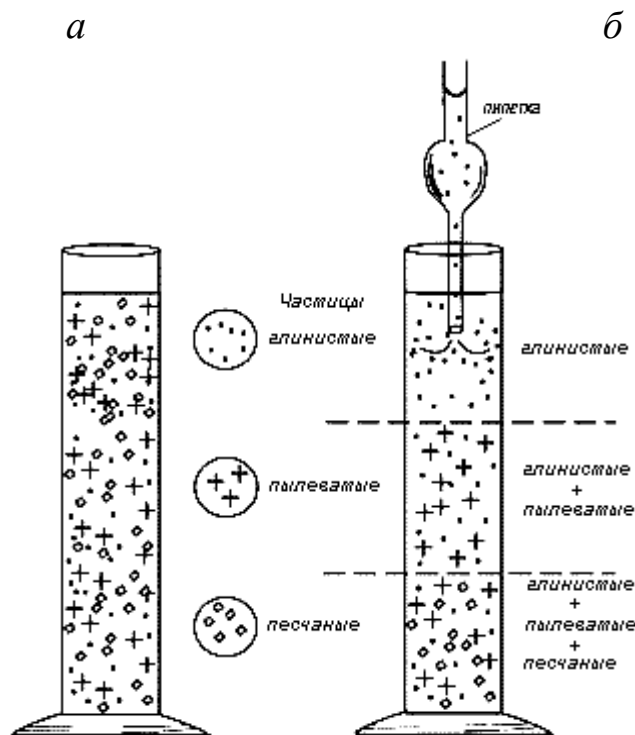
Таблица 2.9 – Методы определения гранулометрического и микроагрегатного состава грунта (по ГОСТ 12536-79)

Наименование грунтов	Размер фракции грунта, мм	Метод определения	Разновидность метода определения
Песчаные, при выделении зерен песка крупностью	от 10 до 0,5	Гранулометрический	Ситовой без промывки водой
	от 10 до 0,1		Ситовой с промывкой водой
Глинистые	менее 0,1	Гранулометрический	Ареометрический
	< 0,1	Гранулометрический и микроагрегатный составы	Пипеточный. Применяется только для специальных целей, предусмотренных заданием

Пипеточный метод используется для определения как гранулометрического (главным образом для глинистых грунтов), так и микроагрегатного состава грунтов (таблица 2.9). Этот метод основан на разделении частиц грунта по скорости их падения в спокойной воде (рисунок 2.39). Скорость осаждения частиц (v , см/с) определяется по формуле Стокса:

$$v = \frac{2}{9} \cdot g \cdot r^2 \frac{\rho_s - \rho_w}{\eta},$$

где r – радиус частиц, см;
 ρ_s – плотность частиц, г/см³;
 ρ_w – плотность воды, г/см³;
 g – ускорение свободного падения, см/с²;
 η – коэффициент вязкости воды.



- а) равномерно перемешанная суспензия грунта;
 б) отбор пробы частиц через определенный промежуток времени

Рисунок 2.39 – Схема определения фракций гранулометрических элементов по осаждению в спокойной воде и отбору проб с помощью пипетки

Исследованиями установлено, что практическими пределами применимости этой формулы являются размеры частиц 0,1–0,0001 мм. Верхний предел определяется тем, что при больших размерах частиц приобретает значение сила инерции, развиваемая частицами при падении, которая в формуле не учитывается. Нижний предел обусловлен влиянием на более мелкие частицы броуновского движения и гидратных оболочек, размер которых относительно массы частичек настолько велик, что они начинают затруднять падение частиц.

При проведении пипеточного анализа приготовленную в мерном цилиндре объемом 1 000 см³ суспензию взмучивают один раз, а затем через определенные интервалы времени с известной глубины отбирают пробы. Предполагается, что в первый момент после взмучивания в каждом кубическом сантиметре суспензии будет содер-

жаться одинаковое количество частиц различной величины. Через некоторое время T вследствие различной скорости падения частиц разного размера они распределятся неравномерно, причем сверху до некоторой глубины h будут полностью отсутствовать частицы, падающие со скоростью больше h/T , так как к этому времени они опустятся глубже h . Следовательно, если через первые T минут взять пипеткой с глубины h пробу суспензии, то в последней будут находиться частицы, скорость падения которых меньше h/T .

Отбирая ряд таких проб через разные промежутки времени и учитывая определяемое формулой Стокса соотношение между скоростью падения частиц и их диаметром, можно установить содержание в анализируемом грунте частиц разных фракций.

Метод отмучивания А. Н. Сабанина основан на том, что частицы разного размера, имея разную скорость свободного падения в воде, осаждаются на дно мерного сосуда через разные промежутки времени. Путем многократного сливания через определенные промежутки времени суспензии с частицами, не успевшими осесть на дно, добиваются выделения фракций $< 0,05$ и $< 0,01$ мм. Для получения фракции $< 0,05$ мм сливают 6 см суспензии через 30 сек, фракции $< 0,01$ мм – 2 см суспензии через 4 мин.

Ареометрический метод основан на последовательном определении плотности суспензии грунта через определенные промежутки времени с помощью ареометра. По результатам определений рассчитывают диаметр и количество определяемых частиц по формуле или с помощью номограммы. Этим методом определяют содержание в грунте частиц диаметром менее 0,1 мм (таблица 2.9). Содержание фракций крупнее 0,1 мм определяют ситовым методом (рисунок 2.38, б).

Принцип действия ареометра основан на законе Архимеда. При постоянном объеме тела, погруженного в жидкость, более тяжелой жидкости будет вытеснено меньше, а более легкой больше. Таким образом, в легкую жидкость тело будет погружено на большую глубину, в тяжелую – на меньшую. Следовательно, чем больше будет концентрация суспензии, тем больше будет ее плотность и тем меньше глубина, на которую будет погружаться в нее ареометр. При отстаивании суспензии частицы грунта, подчиняясь закону гравитации, падают на дно сосуда, и плотность суспензии уменьшается. Соответственно ареометр по мере выпадения частиц постепенно погружается в суспензию глубже и глубже.

Ареометрический метод анализа может быть использован и для оценки содержания микроагрегатов. Однако при его применении концентрация суспензии должна быть увеличена.

За рубежом для определения гранулометрического состава глинистых грунтов в настоящее время часто используется **фотоседиментографический метод**, основанный на зависимости проницаемости суспензии световым лучом от концентрации находящихся в ней грунтовых частиц. Так, например, в некоторых немецких лабораториях применяется фотоседиментограф «Анализетте–20», выпускаемый фирмой «Фрич» (Германия). Прибор обладает рядом достоинств, в том числе: а) широким диапазоном измерения диаметров частиц; б) сокращением числа и сложности ручных операций по сравнению с традиционными ареометрическим и пипеточным методами; в) отсутствием влияния изменений температуры на процесс седиментации благодаря термоизоляции камеры и применению белого света, падающего на измерительный узел через стекловолоконный световод; г) уменьшением влияния стенок и дна седиментационного сосуда на процесс седиментации благодаря наличию кюветы большого размера из оптического стекла и использованию малых концентраций вещества в суспензии; д) универсальностью способа измерения (так как белый свет адсорбируется всеми твердыми веществами); е) возможностью контролирования с помощью самописца неоднородности суспензии во время перемешивания; ж) полной автоматизацией расчетов, исключающей арифметические ошибки.

Результаты гранулометрического анализа во многом зависят от **способа подготовки анализируемого грунта**, при котором осуществляется разрушение микроагрегатов и их разделение на первичные частицы. Существующие способы подготовки грунта к гранулометрическому анализу можно разделить на три группы: механические, химические и физико-химические.

К механическим способам относятся взбалтывание грунта с водой, растирание и кипячение.

Химическая подготовка состоит в разрушении различными реагентами карбонатов и органических веществ, обладающих цементирующими свойствами. Разрушение карбонатов обычно достигается обработкой соляной кислотой, а органических веществ – перекисью водорода. При химической подготовке происходит глубокое изменение состава грунта, некоторые составные его части растворяются и, следовательно, не могут быть учтены при гранулометрическом анализе. Поэтому химические способы подготовки применяются только в особых случаях.

Наиболее широко используются в настоящее время при проведении гранулометрических анализов дисперсных грунтов физико-

химические методы подготовки, основанные на насыщении грунта одновалентными катионами. Одновалентные катионы вступают в обменные реакции и замещают содержащиеся в грунте двух- и трехвалентные катионы. С уменьшением валентности катионов возрастают электрокинетический потенциал и толщина диффузного слоя ионов вокруг частиц. Это приводит в свою очередь к увеличению количества связанной воды на поверхности частиц, что обуславливает диспергацию грунта. Наибольшее распространение в практике инженерно-геологических исследований дисперсных грунтов получили методы физико-химической диспергации, основанные на введении в обменный комплекс ионов Na^+ и NH_4^+ .

Графическое отображение результатов гранулометрического и микроагрегатного анализа. Наиболее употребительными способами графического изображения состава пород являются интегральные кривые однородности гранулометрического состава, диаграммы – треугольники, циклограммы гистограммы.

Интегральные кривые строят в прямоугольной системе координат в простом или полулогарифмическом масштабе. На оси абсцисс откладывают диаметры частиц в миллиметрах или логарифмы этих величин (точнее размеры, пропорциональные логарифмам), на оси ординат – процентное содержание фракций (рисунок 2.40).

Для построения кривой однородности результаты анализов пересчитывают по совокупности фракций. Начиная с самой мелкой фракции проценты суммируют до 100. Каждая из промежуточных цифр полученного ряда будет показывать суммарное процентное содержание в породе фракций меньше определенного диаметра.

Выполнив пересчет, приступают к построению кривой. Для этого на оси абсцисс находят диаметры частиц, начиная с самых мелких, а на соответствующих ординатах точками отмечают процентное содержание фракций меньше определенного диаметра. Затем все точки соединяют плавной кривой, изображающей состав породы (рисунок 2.40).

Кривые, построенные в полулогарифмическом масштабе, получаются менее растянутыми, чем кривые, построенные в простом масштабе, они более удобны и наглядны. Характер кривых показывает степень однородности состава грунта. Если кривая крутая, то грунт однородный по составу, если пологая – то неоднородный.

Кривые распределения (дифференциальные кривые). Процентное содержание каждой фракции отмечают точками на ординатах, восстанавливаемых к оси абсцисс от среднего диаметра каждой фракции. Найденные таким образом точки соединяют плавной кривой. Такая

кривая наглядно характеризует степень однородности грунта: чем выше и тоньше пик кривой, тем однороднее грунт.

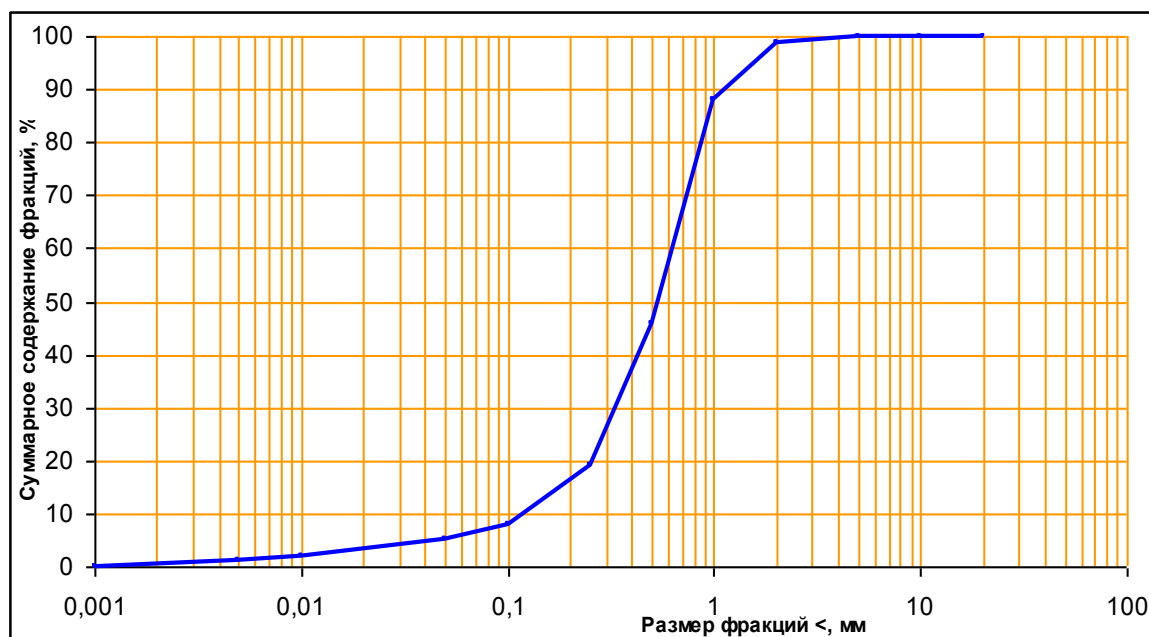
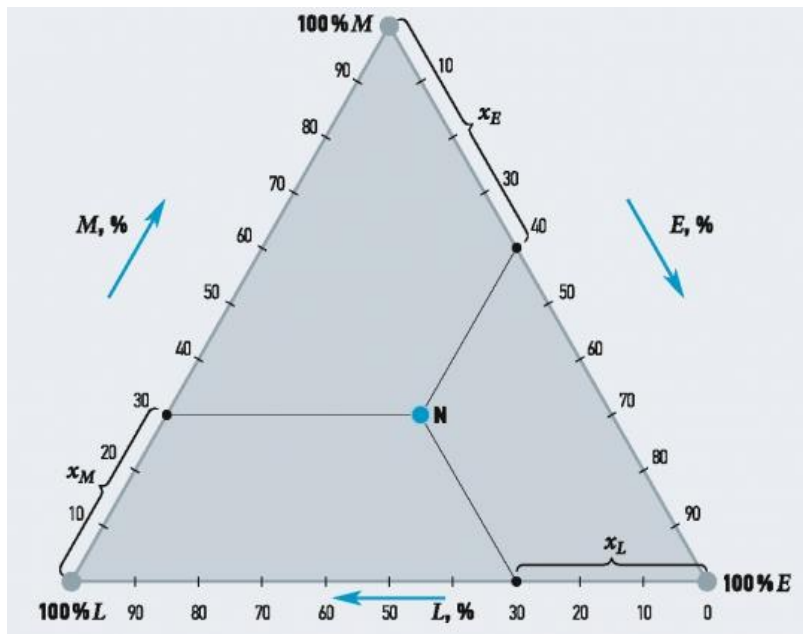


Рисунок 2.40 – Интегральная кривая гранулометрического состава грунта в полулогарифмическом масштабе

Треугольные диаграммы Фере. Для изображения результатов гранулометрического анализа применяют равносторонние треугольники. Этот метод наиболее удобен при большом числе анализов.

В треугольнике Фере использовано основное свойство равностороннего треугольника, состоящее в том, что сумма перпендикуляров, опущенных из какой-либо точки внутри треугольника на три стороны, равна высоте треугольника. Это дает возможность изобразить состав грунта точкой, если разделить высоту треугольника (или, что то же самое, его стороны) на 100 частей и откладывать содержание в грунте песчаных, пылеватых и глинистых частиц, выраженное в процентах, от разных сторон треугольника. Гранулометрический состав каждого грунта изображается при этом в виде точки (рисунок 2.41). При использовании треугольных диаграмм для изображения гранулометрического состава гравелистых, песчаных и глинистых грунтов применяется различная маркировка сторон.

На одном треугольнике можно изобразить результаты многих анализов, причем в зависимости от степени однородности состава грунта точки в треугольнике будут располагаться различно. При однородном составе грунта точки будут концентрироваться в определенных местах, при неоднородном – точки на треугольнике будут разбросаны.



E, L, M – процентное содержание в грунте соответственно песчаных, пылеватых и глинистых частиц

Рисунок 2.41 – Треугольная диаграмма Фере для выражения гранулометрического состава грунта

Циклограммы (круговые диаграммы). Площадь круга, очерченного произвольным диаметром, разбивается на секторы с длинами дуг, пропорциональными содержанию каждой фракции. Площади секторов закрашиваются или заштриховываются в соответствии с принятыми условными обозначениями фракций. Возле каждого отрезка дуги снаружи указывается процентное содержание соответствующей фракции (рисунок 2.42).

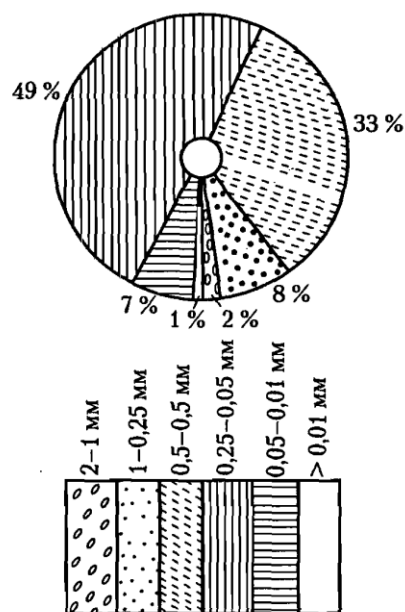


Рисунок 2.42 – Круговая циклограмма гранулометрического состава грунта

2.1.3. Органическая компонента грунтов

В грунтах органическое вещество в твердом состоянии представляет собой всевозможные органические остатки растительного или животного происхождения, которые могут сохранять анатомическую структуру либо быть в форме химических соединений, известных как *гуминовые вещества – системы органических молекул высокой молекулярной массы, образующихся, трансформирующихся и разлагающихся на промежуточных стадиях процесса минерализации органического вещества отмирающих организмов*. Превращение органических остатков в гуминовые вещества получило название процесса *гумификации*. Он идет вне живых организмов, как с их участием, так и путем чисто химических реакций окисления, восстановления, гидролиза, конденсации и др.

Органические остатки претерпевают наибольшие превращения в почвах и илах под действием микроорганизмов, разлагающих сложные соединения, состоящие из С, О и Н и их производных (включая изо- и гетероциклические соединения), до простых минеральных соединений (CO_2 , H_2O , NH_3 и др.) и органических веществ гумусового типа. В дальнейшем в грунтах происходит более медленное изменение органического вещества под влиянием подземных вод и процессов литогенеза – диагенеза, катагенеза и метагенеза.

Наряду с природным происхождением органическое вещество в грунтах может накапливаться искусственным путем в результате разнообразной хозяйственной деятельности человека.

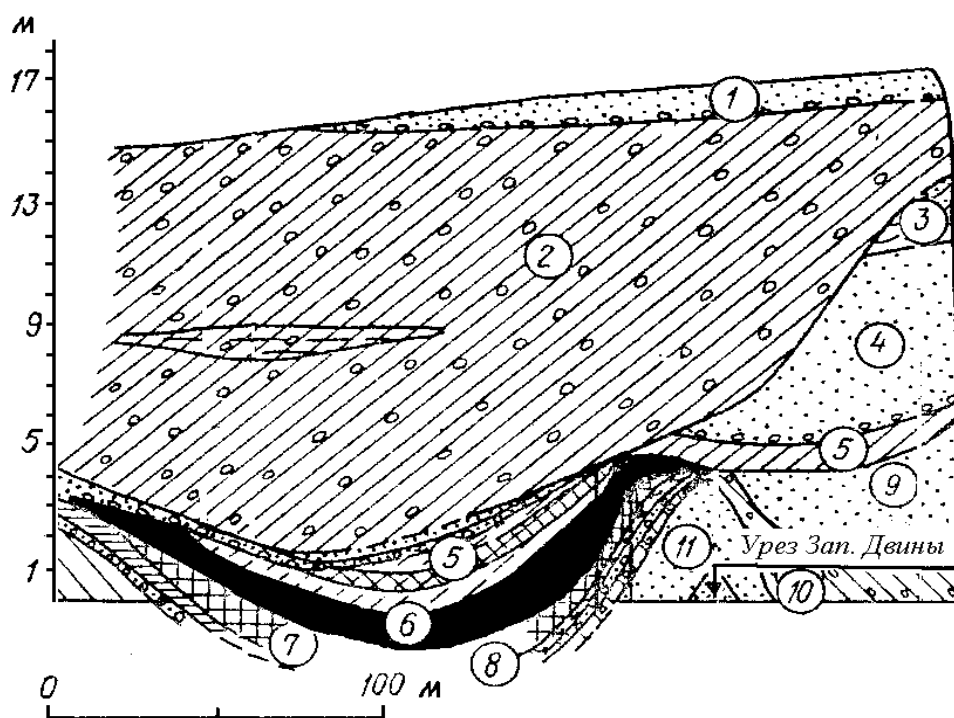
В зависимости от количественного содержания органического вещества в составе грунтов, последние могут быть *органическими* (торф, сапрпель, угли) и *органо-минеральными* (ил, сапрпель, почвы, заторфованные песчаные или глинистые грунты и др.)

По распространению в грунтах органическое вещество можно разделить на три группы: рассеянное, локально и регионально распространенное.

Рассеянное органическое вещество содержится в грунтах в виде тонких фракций, поверхностных «пленок» или «рубашек» вокруг частиц и в целом более или менее равномерно распределено во всей толще грунта. Наиболее богаты рассеянным органическим веществом грунты платформенных фаций и фаций, завершающих развитие предгорных прогибов, отложений мелководных заливов, лагун, лиманов, стариц, болот, озер и др.

Локально распространенное органическое вещество приурочено к определенным фациям (старичным, болотным и др.) и образует

локальные скопления органики в грунтах или грунтовых толщах (рисунок 2.43). Его характерные примеры – пласты углей и торфов в четвертичных отложениях, сапропели, черноземные почвы, гумусный горизонт и техногенные грунты (свалочные, осадки сточных вод, культурные слои и др.).



- 1 – верхнепоозерские лимногляциальные отложения,
- 2 – поозерская морена, 3 – поозерские флювиогляциальные пески,
- 4 – зандровые пески, 5 – нижнепоозерские супеси и суглинки,
- 6, 7 – муравинский торф и гиттии,
- 8 – верхнеднепровские алевриты и детритовые пески,
- 9 – верхнеднепровские озерные пески и ленточные глины,
- 10 – днепровская морена, 11 – нижнеднепровские пески и алевриты

Рисунок 2.43 – Геологический разрез «Черный Берег» на правом берегу р. Западная Двина (по А. Ф. Санько, 1987)

Регионально распространенное органическое вещество приурочено к определенным регионам, в пределах которых в ту или иную геологическую эпоху происходило интенсивное продуцирование и захоронение живого вещества. Его накопление связано с региональными особенностями геологического развития данной территории.

Характерный пример регионально распространенного органического вещества – заторфованные грунты заболоченных территорий Беларуси, где сформировались большие запасы органики в торфяных залежах (рисунок 2.44). Кроме этого, органическое вещество регионально широко распространено в современных отложениях тропиче-

ских зон. Примером регионального распространения гумуса в грунтах является его содержание в различных типах почв, которое соответствует региональным климатическим закономерностям. Максимальное количество гумуса содержится в степных почвах, чему способствует их определенный гидротермический режим – сочетание умеренной температуры и относительно небольшого количества осадков. Поэтому в черноземах – господствующих почвах степей – запасы гумуса намного больше, чем в других зональных почвах.



Рисунок 2.44 – Схематическая карта заболаченности и торфонакопления на территории Беларуси (по А. Н. Галкину и др., 2017)

Состав и строение органического вещества. Состав органического вещества природного или искусственного происхождения резко различен. Если состав природного органического вещества обусловлен длительными процессами преобразования первичных органических компонентов в гуминовые соединения, то состав техногенного органического вещества чрезвычайно разнообразен.

Гуминовые вещества были впервые выделены в 1786 г. немецким физиком и химиком Францем Ахардом из торфа. В настоящее время их химический состав достаточно хорошо изучен. Содержание углерода (в массовых долях) колеблется от 40 до 60 % в зависимости от происхождения и источника гуминового вещества. Азот есть всегда, но его мало, всего 3–5 %. Водорода обычно содержится 3–6 %, а кислорода – 33–37 %. Обязательно входят сера – до 0,7–1,2 %

и фосфор – до 0,5 %. Всегда присутствуют разные металлы, являющиеся скорее примесями, чем обязательными элементами гуминового вещества.

В состав гуминовых веществ входят четыре группы органических соединений: гуминовые кислоты, фульвокислоты, гиматомелановые кислоты, гуминовые угли.

Гуминовые кислоты растворимы в щелочных растворах и входят в состав органической массы торфа (до 60 %), бурых углей (20–40 %), почв (до 10 %).

Фульвокислоты, растворимые в воде, кислотах и щелочах, отличаются резко пониженным содержанием углерода (до 40 % по массе) и более высоким содержанием кислорода, они более окислены, чем другие гуминовые вещества.

Гиматомелановые кислоты извлекаются из сырого остатка (геля) гуминовых кислот кислотоэтиловым спиртом.

Гуминовые угли (гумин) – практически нерастворимое органическое вещество.

Любые гуминовые вещества содержат большой набор функциональных групп: карбоксильные ($-\text{COOH}$), фенольные ($-\text{OH}$), хинонные ($=\text{C}=\text{O}$) и аминогруппы ($-\text{NH}$) (рисунок 2.45). Количество их велико, распределены они неравномерно по молекулам различного размера, и даже молекулы одного размера могут различаться по содержанию функциональных групп. Более того, молекулы гуминовых веществ различаются по количеству входящих в их состав остатков аминокислот (всего их 17–20), углеводных остатков и характеру их расположения.

Состав твердого техногенного органического вещества в грунтах весьма разнообразен и определяется особенностями хозяйственной деятельности человека на какой-либо территории, а также составом «первичной» органики, поступающей в грунт различными путями. Так, например, в процессе сельскохозяйственной деятельности в почвы для подкормки вносятся органические удобрения: сапропель, навоз, торф, компост, солома и др. Эти удобрения разлагаются в почве до простых минеральных соединений и гуминовых веществ. Кроме того, в почвы вносятся пестициды, гербициды и другие органические компоненты, многие из которых могут быть токсичными по отношению к человеку и животным и не разлагаться длительное время (например, ДДТ). Ряд органических соединений (синтетические смолы, битумы и др.) вносятся в грунты целенаправленно при технической мелиорации грунтов для их упрочнения.

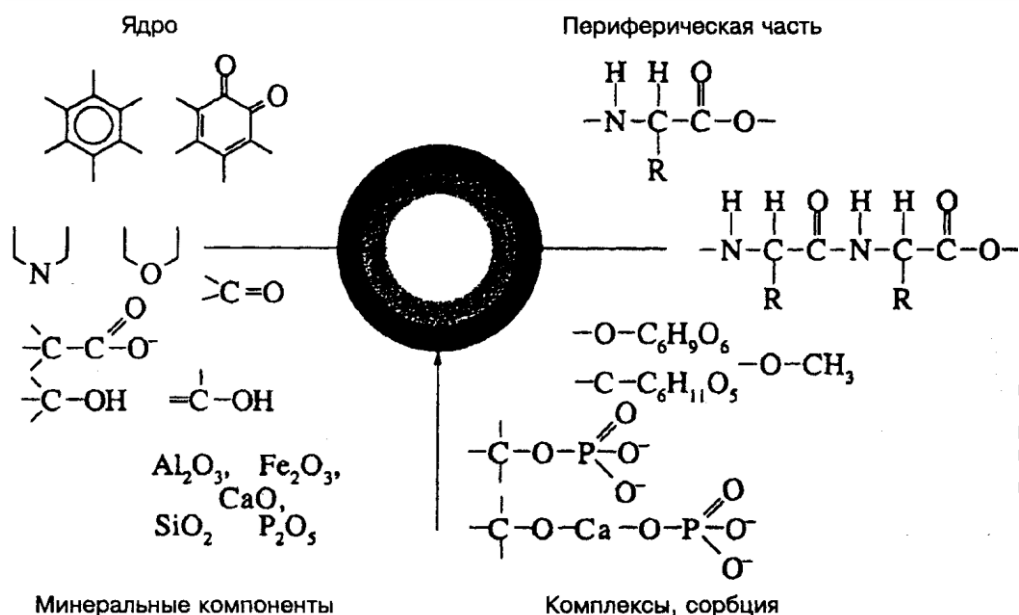


Рисунок 2.45 – Блок-схема гуминовой кислоты по Мыстерски и Логинову (по Д. С. Орлову, 1997)

Весьма сложным составом твердой органики обладают осадки сточных вод (ОСВ) и илы очистных сооружений. Он включает в себя как гуминовые вещества, так и различные углеводороды и их производные от алифатических и изоциклических до гетероциклических соединений. Эти органические компоненты способны мигрировать в растворенном виде с поверхности или от источников загрязнений, проникая глубоко в грунтовые толщи и сорбируясь грунтовыми частицами. Органическая часть ОСВ и ила очистных сооружений примерно на 60–70 % состоит из белков.

Наиболее разнообразен и сложен состав твердых органических компонентов в техногенных свалочных грунтах (древесина, пластмассы, полиэтиленовая пленка, резина, макулатура, тряпье, кожа, пищевые отходы и др.). Их принципиальное отличие состоит в том, что органические компоненты, как правило, находятся в грунтах в неразложившемся или не полностью разложившемся состоянии. Часть из них, содержащая органику природного происхождения (древесина, макулатура и др.), относительно быстро разлагается и гумифицируется, а другая часть практически не разлагается. Особенно опасны в грунтах стойкие органические отходы, обладающие токсическими свойствами и являющиеся ксенобиотиками. Из общего объема отходов в свалочных грунтах на долю органических компонентов приходится около 50–60 %.

В процессе разложения органических остатков часть органического вещества приобретает молекулярно-дисперсное состояние и пе-

реходит в водный раствор. Это наиболее низкомолекулярная и подвижная часть органического вещества, в основном с кислотными свойствами. Присутствие минеральных веществ, особенно глинистых минералов, обладающих сорбционной активностью, способствует сорбции этой части органического вещества на поверхности частиц и образованию органо-минеральных комплексов.

2.1.4. Методы исследования содержания и состава органической компоненты грунтов

При инженерно-геологических исследованиях содержание органического вещества изучают с целью установления его влияния на водно-физические и физико-механические свойства грунтов. Результаты определения содержания и состава органического вещества используют как номенклатурный критерий (таблицы 2.10, 2.11) в соответствии с требованиями СТБ 943–2007.

Таблица 2.10 – Подразделение сапропелей и заторфованных грунтов по содержанию органического вещества (по СТБ 943–2007)

Вид грунта		Относительное содержание органического вещества I_{om}
Сапропели	Минеральные	$0,1 < I_{om} \leq 0,3$
	Среднеминеральные	$0,3 < I_{om} \leq 0,5$
	Слабominеральные	$I_{om} > 0,5$
Заторфованные грунты	Слабозаторфованные	$0,10 < I_{om} \leq 0,25$
	Среднезаторфованные	$0,25 < I_{om} \leq 0,40$
	Сильнозаторфованные	0,40

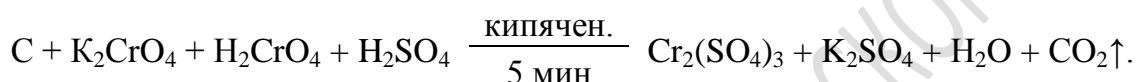
Таблица 2.11 – Подразделение торфов по степени разложения органического вещества (по СТБ 943–2007)

Вид торфа	Степень разложения органического вещества D_{pd} , %
Слаборазложившиеся	$D_{pd} \leq 20$
Средне­разложившиеся	$20 < D_{pd} \leq 45$
Сильно­разложившиеся	$D_{pd} > 45$

Суммарное содержание органического вещества выражается в виде общего содержания органического углерода $C_{орг}$ или гумуса, выраженных в процентах по отношению к массе абсолютно сухой

навески. Для определения суммарного содержания органического вещества применяются методы оксидометрического (мокрое сжигание) и сухого сжигания в соответствии с действующим ГОСТ 23740–79 «Методы лабораторного определения содержания органических веществ».

Оксидометрический метод основан на учете бихромата калия, расходуемого на окисление органического вещества, содержащегося в грунте. В присутствии H_2SO_4 бихромат калия разлагается на K_2CrO_4 и H_2CrO_4 . При взаимодействии с органическим веществом в грунте хромовая кислота окисляет гумус (углерод) в CO_2 . Реакция идет в сильноокислой среде, создаваемой H_2SO_4 при разведении 1:1 (тогда титр хромовой кислоты устойчив), в соответствии с уравнением



Хромовая кислота идет на окисление углерода, одновременно с которым происходит восстановление хрома из Cr^{6+} до Cr^{3+} . Избыток бихромата, оставшегося в растворе после окисления гумуса, учитывают титрованием солью Мора $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4\text{FeSO}_4$. В реакции $2\text{Cr}^{6+} + 6\text{Fe}^{2+} \rightarrow 2\text{Cr}^{3+} + 6\text{Fe}^{3+}$.

Поскольку содержание бихромата калия в окислительной смеси после окисления гумуса понижается, раствор соли Мора берут более низкой концентрации. По разности мг-экв окислителя до и после окисления определяют содержание органического углерода в грунте.

Метод следует применять для определения органического углерода в песчаных и глинистых грунтах, содержащих менее 10 % гумуса, а в грунтах, содержащих хлориды, – после удаления последних. Наличие карбонатов не мешает определению. В грунтах, сильно засоленных хлоридами, с большим количеством Mn, содержащих закисное железо, метод непригоден.

Метод не допускается применять для определения органического углерода в песчаных и глинистых грунтах морского, лиманного, старичного, озерного, болотного происхождения.

Ограничения, вызванные методикой определения органического вещества способом мокрого сжигания, исключаются в целом при использовании метода *сухого сжигания* – окислении углерода бескарбонатной навески в токе кислорода при температуре 950–1 000 °С до углекислого газа, учитываемого газообъемным методом с последующим пересчетом на углерод. Однако метод сухого сжигания требует специальной аппаратуры и помещения, поэтому наиболее широко распространен оксидометрический метод. Косвенной характери-

стикой содержания органического вещества в грунтах может служить величина потери массы грунта при прокаливании.

Степень разложения органического вещества D_{pd} в торфах – это характеристика, выражающаяся отношением массы бесструктурной (полностью разложившейся) части, включающей гуминовые кислоты и мелкие частицы негумицированных остатков растений, к общей массе торфа, выражается в процентах.

Существует несколько методов определения степени разложения торфа: глазомерный, глазомерно-процентный макро- и микроскопический, метод центрифугирования и др.

При определении степени разложения *глазомерным методом* принимают во внимание пластичность торфа, количество и сохранность растительного волокна, количество и степень окрашенности отжимаемой воды. Пользуясь им, торф можно подразделить на:

– слабо разложившийся – торфяная масса не продавливается между пальцами при сжатии в руке; после сжатия поверхность торфа шероховата от остатков растений; вода прозрачная или желтого цвета, отжимается в большом количестве;

– средне разложившийся – масса почти не продавливается в руке; остатки растений заметны; вода коричневой или светло-коричневой окраски, отжимается немного;

– сильно разложившийся – масса продавливается между пальцами; в торфе заметны лишь некоторые растительные остатки; вода темно-коричневого цвета, отжимается в небольшом количестве или совсем не отжимается.

Метод этот сугубо субъективный, и показатели степени разложения одного и того же торфа у разных авторов дают иногда значительные расхождения.

Макроскопический метод определения степени разложения торфа предложен П. Д. Варлыгиным. Он рекомендует определять степень разложения непосредственно в челноке бура, не нарушая структуры образца торфа. Рассматривая торф, можно различить в нем сохранившиеся растительные остатки и темное вещество – торфяной гумус.

Определяя макроскопически степень разложения, устанавливают одновременно тип торфа (будет рассмотрен ниже), руководствуясь при этом главным образом его окраской, структурой (при высокой степени разложения) и наличием характерных растительных остатков.

В окраске низинных торфов преобладают серые оттенки, переходящие в землисто-черный цвет при высокой степени разложения торфа; в окраске верховых торфов – оттенки от желтого (при малой

степени разложения) до темно-коричневого (при высокой степени разложения торфа).

Структура низинного торфа высокой степени разложения зернисто-комковатая, верховой торф в свежем виде на ощупь пластичен или имеет тонкозернистую структуру.

Торф разной степени разложения кроме объемного соотношения гумуса и неразложившихся растительных остатков отличается целым рядом других внешних признаков (степень сохранности растительных остатков, окраска и прозрачность отжимаемой воды и легкость отжатия ее из торфа и др.).

Микроскопический метод (ГОСТ 10650–2013) заключается в определении относительной площади, занятой бесструктурной частью при рассмотрении тонкого разжиженного слоя торфа на предметном стекле через микроскоп с увеличением 56–140 раз. При этом за 100 % принимают площадь, занятую бесструктурной частью и растительными остатками. Площадь, занятую бесструктурной частью, выражают в процентах и принимают за показатель степени разложения. Ткани, сохранившие клеточную структуру, принимают за растительные остатки.

Чтобы определить степень разложения одного образца торфа, следует произвести до десяти отсчетов в отдельных полях зрения для трех препаратов данной пробы. Из всех 30 определений для данного образца торфа выводится среднее арифметическое с округлением до 5, которое и дает среднюю степень разложения торфа.

Этим методом лучше определять степень разложения торфа-сырца. Если торф подсушен, его необходимо предварительно разварить в 5 %-ном растворе щелочи (KOH или NaOH) до получения кашицеобразной консистенции средней густоты. Точность определения для подсушенного торфа будет значительно меньше.

Оба метода – макроскопический и микроскопический – хорошо увязаны между собой. Микроскопический метод всегда служит контролем проведенного в поле макроскопического определения степени разложения. Правда, они имеют тот недостаток, что при определении по ним степени разложения неизбежна доля субъективизма. Но при достаточной практике вырабатываются навыки, позволяющие вести определения с достаточной точностью.

Метод отмучивания заключается в том, что из пробы торфа отмывается мелкодисперсная часть и о степени разложения судят по количеству этого отмытого вещества. Предварительно удалив из торфа-сырца крупные древесные остатки, образец торфа весом 100 г делят на две равные половины. Для одной половины торфа определяют

естественную влажность высушиванием. Другую подвергают отмучиванию в сите струей воды из водопровода, осторожно перебирая шпателем торфяную массу. Отмучивание ведется до тех пор, пока стекающая через сито вода не будет совсем прозрачной. Отмучивание производится через сито с отверстиями 0,25 мм. Затем определяют влажность оставшегося в сите растительного волокна. Вес сухого волокна, отнесенный к весу сухого торфа, дает процентное содержание волокна; вычитанием его из 100 устанавливается степень разложения торфа. Как правило, определение методом отмучивания на сите с отверстиями 0,25 мм дает повышение степени разложения по сравнению с микроскопическим методом в 1,5–2 раза вследствие того, что частицы растительного волокна в процессе отмучивания подвергаются измельчению и проходят через отверстия сита.

Для определения степени гумификации существует ряд химических методов. Более точным из них является аммиачный метод, который заключается в экстрагировании гуминовых веществ и последующем весовом определении их количества.

При применении этого метода необходима предварительная обработка пробы торфа эфиром для удаления смолы, обволакивающей частицы торфа, и холодной кислотой для удаления железа. Обработанная таким образом проба торфа подвергается действию аммиака, который в соединении с гуминовыми кислотами дает растворенные, проходящие через фильтр, гуматы; из них действием кислот можно осадить гуминовые кислоты в виде геля и взвешиванием определить их количество.

Метод мазков состоит в следующем. Комочек торфа размером в горошину помещается на страницу полевого журнала рядом со стратиграфическим разрезом залежи и быстрым движением пальца размазывается по бумаге. На ней остается широкая полоска – след размазанного торфа. В зависимости от клеящей способности гумуса торф высокой степени разложения оставляет густой плотный темноокрашенный мазок. Мазок слабо разложившегося торфа – рыхлый, слабоокрашенный. К достоинствам метода мазков относится быстрота определения степени разложения и фиксация в полевом журнале мазков, сохраняющихся долгое время.

Серия мазков в полевом журнале рядом со стратиграфическим разрезом залежи дает наглядную иллюстрацию общего хода изменения степени разложения в толще торфяной залежи. Постраничный обзор полевого стратиграфического журнала позволяет легко выявить прослойки повышенной степени разложения и, в частности, пограничный горизонт, установить границы участков с иным послойным

распределением степени разложения торфа. Недостатком метода является необходимость предварительного изготовления для сопоставления шкалы мазков. Поскольку гумус верховых и низинных торфов обладает различной клеящей способностью, гаммы мазков для тех и других торфов несопоставимы, и возникает необходимость создания двух шкал; мазки слабо разложившихся торфов почти не оставляют следа на бумаге.

К числу косвенных объективных методов относится объемно-весовой метод, исходящий из прямой корреляционной связи между показателями объемной массы торфа и его степени разложения. Метод состоит в определении плотности измельченного сухого торфа и нахождении по специально отработанной шкале (номограмме) или же по расчету (формуле) соответствующего показателя степени разложения торфа.

При исследованиях, когда велико количество проб, используется *метод центрифугирования*, основанный на разделе гумусовой и волокнистой фракций торфа при вращении в центрифуге с последующим взвешиванием или определением степени разложения с помощью графика (ГОСТ 10650–2013).

Согласно ГОСТ 10650–2013 испытания проводят следующим образом. Отобранную пробу торфа помещают в малую пробирку, заливают водой, перемешивают палочкой, добавляют для коагуляции гумуса 2–3 капли 6-водного треххлористого железа и взбалтывают до получения однородной суспензии. Пробирку с содержимым вставляют в центрифугу и в течение 2 мин вращают с частотой 1000 об/мин. После полной остановки центрифуги пробирку вынимают и замеряют объем образовавшегося осадка по шкале пробирки. Затем содержимое малой пробирки взбалтывают и переносят в стакан с ситом, который держат над большой пробиркой. При этом крупные неразложившиеся частицы торфа остаются на сите. Большую пробирку вместе со стаканом вставляют в центрифугу и в течение 2 мин вращают с частотой 1000 об/мин. После полной остановки центрифуги пробирку вынимают и по шкале пробирки измеряют объем осадка подситовой фракции. Степень разложения торфа определяют по специальному графику. Погрешность определения степени разложения торфа по этому методу составляет 2–5 %.

Степень разложения торфов может выражаться по-разному. В зарубежных странах она определяется в основном по десятибалльной шкале Л. фон Поста (The Von Post Scale of Peat Decomposition) и обозначается символами от H1 до H10. Эта шкала получила широкое использование в Западной Европе, США и Канаде. Согласно

данной шкале торф степени разложения Н1 является совершенно не разложенным растительным материалом, а Н10 полностью разложившийся торф. Как и в макроскопическом методе, степень разложения определяется путем сжатия свежего влажного торфа в руке и рассмотрении отжатого торфа и отжимаемой воды. Приведенная ниже таблица позволяет сопоставить результаты по шкале Поста и ГОСТ (таблица 2.12).

Таблица 2.12 – Сопоставление результатов определения степени разложения торфа по шкале Поста и ГОСТ 10650–2013

Степень разложения по шкале Post	Н1	Н2	Н3	Н4	Н5	Н6	Н7	Н8	Н9	Н10
Степень разложения по ГОСТ, %	5–10	15	20–25	30	35	40	45	50	55	60

Степень зольности торфа D_{as} – характеристика, выражающаяся отношением массы минеральной части грунта, оставшейся после прокаливания, к массе сухого торфа, выражается в д. ед. или %.

Для определения D_{as} согласно ГОСТ 11306–2013 навеску (1–2 г сухого торфа) сжигают в муфельной печи, а остаток прокаливают при температуре 800 ± 25 °С до постоянной массы (с допустимой разницей с последующей массой до 0,006 г). При определении зольности разница двух параллельных определений не должна составлять более 2 %. При использовании навески сухого грунта параллельно со сжиганием торфа определяют влажность и затем пересчитывают массу влажной навески на сухую. По степени зольности торф подразделяют согласно таблице 2.13.

Таблица 2.13 – Подразделение торфов по степени зольности (по СТБ 943–2007)

Разновидность торфов	Степень зольности D_{aib} , %
Нормальнозольный	< 0,20
Высокозольный	$\geq 0,20$

Наряду с вышеуказанными характеристиками торфа устанавливают его *ботанический состав* – количество остатков растений–торфообразователей, слагающих растительное волокно торфа.

Ботанический состав, как известно, оказывает большое влияние на свойства торфов, особенно малой и средней степени разложения. Он определяется видовым составом растений–торфообразователей отложившей его материнской ассоциации и обуславливает структуру

торфа, пористость, влагоемкость, скорость и однородность разложения, влияет на скорость и равномерность осадки, на фильтрационные и прочностные свойства, на агрессивность болотных вод. Для оценки свойств и состояния торфов в практике используются классификации, где основными категориями являются типы, подтипы, группы и виды (таблица 2.14).

Таблица 2.14 – Классификация видов торфа (по БСЭ, 1970)

Тип	Лесной подтип	Лесо-топяной подтип		Топяной подтип		
	Древесная группа	Древесно-травяная группа	Древесно-моховая группа	Травяная группа	Травяно-моховая группа	Моховая группа
Низинный	Ольховый Берёзовый Еловый Сосновый низинный Ивовый	Древесно-тростниковый Древесно-осоковый низинный	Древесно-гипновый Древесно-сфагновый низинный	Хвощовый Тростниковый Осоковый Вахтовый Шейхцериевый низинный	Осоково-гипновый Осоково-сфагновый низинный	Гипновый низинный Сфагновый низинный
Переходный	Древесный переходный	Древесно-осоковый переходный	Древесно-сфагновый переходный	Осоковый переходный Шейхцериевый переходный	Осоково-сфагновый переходный	Гипновый переходный Сфагновый переходный
Верховой	Сосновый верховой	Сосново-пушицевый	Сосново-сфагновый	Пушицевый Шейхцериевый верховой	Пушицево-сфагновый Шейхцериево-сфагновый	Медиум-торф Фускум-торф Комплексный верховой Сфагново-мочажинный

В зависимости от типа питания образуются олиготрофные или эвтрофные группировки растительности и накапливаются верховые, переходные или низинные *типы торфа*.

Верховой торф формируется из растительности олиготрофного типа, в ботаническом составе содержит не более 10 % остатков растительности эвтрофного типа. Образуется торф в условиях бедного минерального питания, чаще атмосферного с общей минерализацией вод до 20–30 мг/дм³, или за счет поверхностных вод с минерализацией до 40–60 мг/дм³. Верховые торфа могут быть сложены остатками олиготрофных сфагновых мхов, пушицы, некоторыми осоками (осока топяная), шейхцерией, кустарничками, корой сосны.

Низинный торф образуется в условиях богатого минерального питания чаще поверхностными или подземными водами с минерализацией около 80–100 мг/дм³ и более, в разнообразных условиях обводненности, начиная от болотных топей, заканчивая периодически увлажняемыми заболоченными лесами. Низинные торфа сформированы осоками, эвтрофными пушицами, тростником, хвощом, вахтой, эвтрофными сфагновыми, гипновыми мхами, корой и древесиной березы, ели, сосны, ольхи черной, ивами и т. д.

Для торфа *переходного типа* характерно несколько обедненное минеральное питание водами с минерализацией 60–80 мг/дм³. В торфе отмечаются остатки и низинных, и верховых растений, тем не менее есть типичные представители переходного типа. Мощность залежи обычно небольшая. Переходные торфа образованы остатками мезотрофных и олиготрофных сфагновых мхов, корешками осок, корой сосны и березы, а также остатками некоторых эвтрофных растений.

Подтип торфа является таксономической единицей, которая отражает соотношение основных растений – торфообразователей по их требованию к обильности водного питания. Различают лесной, лесотопяной и топяной подтипы.

Группа торфа выделяется на основе содержания в торфе остатков отдельных групп растений – торфообразователей. Лесной подтип включает древесную группу; лесотопяной – древесно-травяную, древесно-моховую; топяной – травяную, травяно-моховую, моховую. Обычно выделяются 6 групп торфа (таблица 2.14), для верхового типа в отдельных случаях дополнительно устанавливается кустарничковая группа (по Классификация ..., 2000).

Вид торфа – самая низкая таксономическая единица классификации торфа, характеризующаяся постоянным сочетанием преобладающих остатков отдельных видов растений–торфообразователей, отражающих исходные растительные ассоциации. Каждый фитоце-

ноз, развивающийся в свойственных ему условиях среды, откладывает свой, присущий только ему вид торфа. Состав растительности на поверхности болот указывает на ботанический состав верхнего слоя торфяной залежи, в этом заключается индикаторная роль растительного покрова.

Видовой состав растительных остатков торфа только в самых общих чертах отражает видовой состав отложившей его материнской ассоциации, так как многие растения, обитатели низинных болот разлагаются полностью. Остатки других растений, произрастающих в материнском фитоценозе в незначительном количестве, например сфагновых и гипновых мхов, могут постепенно накапливаться в торфе в силу того, что они хорошо противостоят разложению. Поэтому для правильного определения ботанического состава торфа необходимо не только определить под микроскопом остатки растений–торфообразователей, но и знать их экологию, реальность совместного произрастания в современных растительных группировках.

Определение ботанического состава торфа осуществляется по методике согласно ГОСТ 28245–89, заключающейся в исследовании при помощи микроскопа количественного соотношения в процентах остатков растений–торфообразователей, слагающих растительное волокно в пробе, освобожденной от гумуса (аналогично микроскопическому методу ГОСТ 10650–2013). По ботаническому составу при помощи «ключей» определяют тип, группу и вид торфа.

2.1.5. Ледяная компонента грунтов

Одним из широко распространенных твердых компонентов в грунтах (особенно криолитозоны) является лед. Общие запасы льда на Земле составляют около 30 млн км³, основная его часть сосредоточена в ледниках – 98,95 %, на долю подземных льдов приходится всего 0,83 %. В грунтах лед может находиться в виде льда-цемента, льда включений и массивных залежей подземных льдов.

Лед-цемент представляет собой мелкие кристаллы различного размера, вкрапленные в грунтовый скелет и цементирующие минеральные частицы. Лед-цемент, согласно П. А. Шумскому (1955), подразделяется на пять типов: контактный, расположенный в местах контактов частиц скелета; пленочный, покрывающий поверхность частиц, но не заполняющий весь объем пор грунта; поровый, целиком заполняющий поры; базальный, разобщающий минеральные частицы и их агрегаты; корковый лед, обволакивающий крупные элементы крупнообломочных грунтов.

Лед включений представляет собой различные линзы, прожилки и прослойки (шлиры) толщиной от долей миллиметров до десятков сантиметров. Условно принимается, что если толщина ледовой прослойки не превышает 50 см, то лед рассматривают как компонент мерзлого полиминерального грунта, а не как самостоятельную породу. Ледяные прослойки могут располагаться в горной породе как в виде выдержанных горизонтальных или косых слоев, так и в виде пересекающейся косослоистой сетки или прямоугольной решетки. Расстояние между шлирами обычно от 1 до 10 см и более. Если толщина прослойки льда в горной породе составляет более 50 см, то такую прослойку рассматривают как самостоятельную горную ледоминеральную породу, называемую подземным льдом или ледяным грунтом (Ершов, 2002).

В природе лед представлен, главным образом, одной из нескольких кристаллических модификаций, устойчивой в интервале температур от 0 до 80 °С, имеющей точку плавления 0 °С. В настоящее время известны 17 кристаллических модификаций и три аморфных разновидностей льда. Наиболее изученным является лед 1-й модификации – единственная модификация, обнаруженная в природе.

Молекула льда, как и воды, состоит из двух атомов водорода равноудаленных на расстоянии $0,96 \times 10^{-8}$ см от одного атома кислорода, в совокупности образующих равнобедренный треугольник с величиной угла при вершине $104,5^\circ$ (рисунок 2.46, а).

В кристаллической решетке льда каждая из молекул H_2O соединена водородными связями с четырьмя соседними молекулами, находящимися от нее на равных расстояниях ($2,76 \times 10^{-8}$ см) в правильном тетраэдрическом размещении. Такая решетка относится к гексагональной сингонии.

Подвижность атомов водорода в решетке льда значительно выше подвижности атомов кислорода, благодаря чему молекулы меняют своих соседей. При наличии значительных колебательных и вращательных движений молекул в решетке льда возникают трансляционные соскоки молекул из узла пространственной их связи с нарушением дальнейшей упорядоченности и образованием дислокаций.

Структуру льда можно представить и в виде тонких прочных, но гибких пластинок, плоскость расположения которых соответствует базисной плоскости, а нормальная к ней с-ось соответствует оптической оси (рисунок 2.46, б). Промежутки между пластинками, удерживаемыми водородными связями, являются плоскостями ослабления, по которым происходит скольжение. Этим объясняется проявление у льда специфических реологических свойств, характеризующих зави-

симость между необратимыми деформациями (течением) льда и вызвавшими их напряжениями (пластичность, вязкость, предел текучести, ползучесть и др.). В силу данных обстоятельств лед способен течь аналогично сильно вязким жидкостям, и, таким образом, природные льды активно участвуют в круговороте воды на Земле. Кристаллы льда имеют относительно крупные размеры (поперечный размер от долей миллиметра до нескольких десятков сантиметров). Они характеризуются анизотропией коэффициента вязкости, величина которого может меняться на несколько порядков. Кристаллы способны к переориентации под действием нагрузок, что влияет на их метаморфизацию и скорость течения льда.

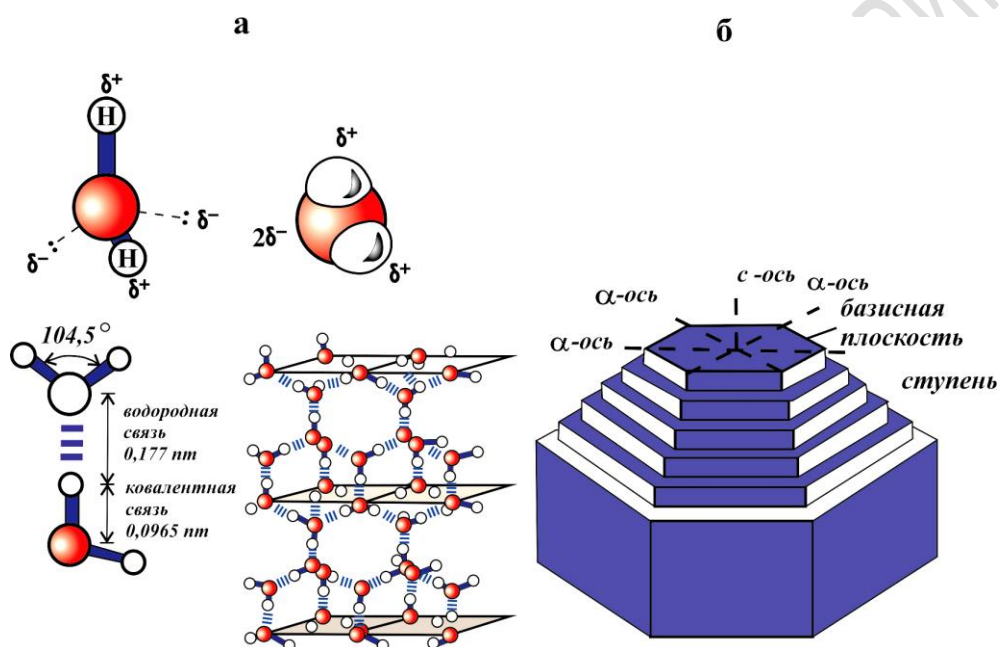


Рисунок 2.46 – Структура молекулы льда (а) и схема его кристалла (б)

Ажурная кристаллическая структура льда приводит к тому, что его плотность, равная $0,9167 \text{ г/см}^3$ при 0 С , меньше плотности воды ($0,9998 \text{ г/см}^3$) при той же температуре. Поэтому вода, превращаясь в лед, увеличивает свой объем примерно на 9 %. Лед, будучи легче жидкой воды, образуется на поверхности водоемов, что препятствует дальнейшему замерзанию воды. Высокая удельная теплота плавления льда, равная 330 кДж/кг , (для сравнения – удельная теплота плавления железа составляет 270 кДж/кг), служит важным фактором в обороте тепла на Земле. Так, чтобы растопить 1 кг льда, нужно столько же тепла, сколько потребуется для нагрева литра воды на 80 С .

По величине проводимости и ее экспоненциально быстрому возрастанию с повышением температуры (в отличие от металлических проводников) лед относят к полупроводникам. Удельная электрическая проводимость льда при $0 \text{ }^\circ\text{С}$ около $10^{-9} \text{ Ом}^{-1}\times\text{см}^{-1}$,

диэлектрическая проницаемость выше, чем у воды, и при 0 °С равна 94. Обычно лед бывает химически очень чист, даже если растет из «грязной» воды или раствора. Это обусловлено низкой растворимостью примесей в структуре льда. В результате при замерзании примеси оттесняются на фронте кристаллизации в жидкость и не входят в структуру льда.

Наряду со льдом другим важным твердым компонентом в горных породах являются газовые гидраты – кристаллические вещества (клатратные соединения) внешним видом напоминающие снег или рыхлый лед.

В пластах горных пород гидраты могут быть как распределены в виде микроскопических включений, так и образовывать крупные частицы, вплоть до протяженных пластов многометровой толщины.

В структуре газогидратов молекулы воды образуют ажурный каркас (то есть решетку хозяина), в котором имеются полости (рисунок 2.8). Установлено, что полости каркаса обычно являются 12- («малые» полости), 14-, 16- и 20-гранниками («большие» полости), немного деформированными относительно идеальной формы. Эти полости могут занимать молекулы газа («молекулы–гости»). Молекулы газа связаны с каркасом воды ван-дер-ваальсовскими связями. В общем виде состав газовых гидратов описывается формулой $M \cdot n \cdot H_2O$, где M – молекула газа–гидратообразователя, n – число молекул воды, приходящихся на одну включенную молекулу газа, причем n – переменное число, зависящее от типа гидратообразователя, давления и температуры.

Полости, комбинируясь между собой, образуют сплошную структуру различных типов. По принятой классификации они называются КС, ТС, ГС – соответственно кубическая, тетрагональная и гексагональная структура. В природе наиболее часто встречаются гидраты типов КС–I, КС–II, в то время как остальные являются метастабильными.

Благодаря своей клатратной структуре единичный объем газового гидрата может содержать до 160–180 объемов чистого газа. Плотность гидрата ниже плотности воды и льда (для гидрата метана около 0,9 г/см³). При повышении температуры и уменьшении давления гидрат разлагается на газ и воду с поглощением большого количества теплоты. Разложение гидрата в замкнутом объеме либо в пористой среде (естественные условия) приводит к значительному повышению давления.

Большинство природных газов (CH₄, C₂H₆, C₃H₈, CO₂, N₂, H₂S, изобутан и т. п.) образуют гидраты, которые существуют при опреде-

ленных термобарических условиях. Область их существования приурочена к морским донным осадкам и к областям многолетнемерзлых пород. Преобладающими природными газовыми гидратами являются гидраты метана и диоксида углерода.

2.1.6. Методы исследования содержания и состава ледяной компоненты грунтов

В инженерно-геологических исследованиях результаты определения содержания и состава ледяной компоненты грунтов используют, главным образом, как номенклатурный критерий (ГОСТ 25100–2011). Согласно общей классификации грунтов лед и содержащие его грунты объединяются в класс мерзлых грунтов, среди которых выделяются промерзшие скальные, дисперсные и ледяные грунты.

Основными классификационными параметрами, по которым подразделяются мерзлые грунты, являются: 1) температура t и температура начала замерзания грунта t_{bf} ; 2) льдистость за счет видимых ледяных включений i_i ; 3) суммарная льдистость i_{tot} (для песчаных грунтов); 4) степень засоленности D_{sal} ; 5) состояние (твёрдо-, пластично- и сыпучемерзлое); 6) степень относительной деформации морозного пучения (таблицы 2.15–2.18).

Температура начала замерзания грунта t_{bf} , °С, характеризует температуру перехода грунта из талого в мерзлое состояние. Под температурой начала замерзания засоленного грунта понимают отрицательную температуру, при которой в поровом растворе появляются кристаллы льда. Температуру начала замерзания пылевато-глинистых, засоленных и биогенных (заторфованных) грунтов следует устанавливать опытным путем по данным замера температуры грунта в процессе его промерзания (либо оттаивания). При этом образец помещается в среду с постоянной температурой. Наиболее оптимальной температурой окружающей среды при замораживании образцов является температура минус 8–10 °С. Для незасоленных песчаных и крупнообломочных грунтов значение t_{bf} принимается равным 0 °С.

Таблица 2.15 – Классификация грунтов по температуре (по ГОСТ 25100–2011)

Разновидность грунтов	Температура грунтов, °С
Немерзлый (талый)	$t \geq 0$
Охлажденный	$0 > t \geq t_{bf}$
Мерзлый	$t < t_{bf}$
Морозный	$t < 0$
Сыпучемерзлый*	$t < 0$
* Для грунтов с суммарной влажностью $w_{tot} \leq 3\%$.	

Таблица 2.16 – Классификация мерзлых грунтов по льдистости (по ГОСТ 25100–2011)

Разновидность мерзлых грунтов	Льдистость за счет видимых ледяных включений i_i , д.е. в грунтах	
	скальных и полускальных	дисперсных
Нельдистый	–	$i_i \leq 0,03$
Слабольшедистый	$i_i \leq 0,01$	$0,03 < i_i \leq 0,20$
Льдистый	$0,01 < i_i \leq 0,05$	$0,20 < i_i \leq 0,40$
Сильнольдистый	$i_i > 0,05$	$0,40 < i_i \leq 0,60$
Очень сильнольдистый	–	$0,60 < i_i \leq 0,90$

Таблица 2.17 – Классификация песчаных мерзлых грунтов по суммарной льдистости (по ГОСТ 25100–2011)

Разновидность песчаных грунтов	Суммарная льдистость, i_{tot} , д.е.
Слабольшедистые	$i_{tot} \leq 0,40$
Льдистые	$0,40 < i_{tot} \leq 0,60$
Сильнольдистые	$i_{tot} > 0,60$

Температуру начала замерзания порового раствора определяют для мерзлых грунтов массивной криогенной текстуры, а также для минеральных прослоек или макроагрегатов мерзлых грунтов слоистой и сетчатой криогенной текстуры, содержащих только поровый лед. В засоленных грунтах массивной криогенной текстуры незамерзшая вода состоит из различных категорий связанной воды и раствора солей. Для таких грунтов температуры начала замерзания и таяния практически совпадают, так как они зависят от концентрации порового раствора. В засоленных мерзлых грунтах слоистой и сетчатой криогенной текстуры ледяные включения практически не содержат солей и оттаивают при 0°C.

Для определения температуры начала замерзания засоленного грунта используют монолиты или образцы нарушенного сложения с сохранением природной влажности. Температуру начала замерзания определяют по кривой зависимости количества незамерзшей воды от отрицательной температуры, которую строят по результатам калориметрических опытов. Температура начала замерзания грунта на кривой зависимости количества незамерзшей воды от отрицательной температуры соответствует количеству незамерзшей воды, равной природной влажности исследуемого образца.

Таблица 2.18 – Классификация мерзлых грунтов по состоянию (по ГОСТ 25100–2011)

Грунты	Разновидность грунта		
	Твердомерзлый ($m_{vf} \leq 0,01 \text{ МПа}^{-1}$) при $t < t_h, \text{ }^\circ\text{C}$	Пластичномерзлый ($m_{vf} > 0,01 \text{ МПа}^{-1}$) при $t, \text{ }^\circ\text{C}$	Сыпучемерз- лый при $t < 0 \text{ }^\circ\text{C}$
Скальные и полускальные	$t_h = 0$	–	–
Крупнообломочные	$t_h = 0$	$t_h < t < t_{bf}$ при $S_r < 0,8$	При $S_r < 0,15$
Пески гравелистые, крупные и средней крупности	$t_h = -0,1$		
Пески мелкие и пылеватые	$t_h = -0,3$		
Глинистые грунты:			
- супесь	$t_h = -0,6$	$t_h < t < t_{bf}$	При $S_r < 0,15$
- суглинок	$t_h = -1,0$		
- глина	$t_h = -1,5$		
Примечание: t_h – температурная граница твердомерзлого состояния грунта; t – температура грунта; m_{vf} – коэффициент сжимаемости мерзлого грунта, МПа^{-1} ; S_r – коэффициент водонасыщения, д. ед.			

Льдистость грунта за счет видимых ледяных включений i_i , д. ед., – это отношение объема содержащихся в нем ледяных включений к объему мерзлого грунта. Экспериментально льдистость определяется на основе совмещенного метода Г. П. Мазурова непосредственным измерением суммарной толщины включений льда, приходящихся на единицу площади разреза. Для этого к мерзлому монолиту прикладывают масштабную линейку и непрерывно по всей высоте монолита грунта измеряют суммарную толщину прослоек льда, секущих поперечную линию. Средний показатель льдистости грунта за счет льда включений вычисляется на основе измерения суммарного содержания льда прослоек по трем линиям (Методы ..., 2004).

Суммарная льдистость мерзлого грунта i_{tot} , д. ед., – это отношение объема содержащегося в нем льда к объему мерзлого грунта, определяется по формуле

$$i_{tot} = i_{ic} + i_i = \frac{\text{объем льда}}{\text{объем мерзлого грунта}} = \frac{\rho (w_{tot} - w_w)}{\rho_i (1 + w_{tot})},$$

где i_{ic} – льдистость грунта за счет порового льда-цемента, д. ед.;
 i_i – льдистость грунта за счет ледяных включений, д. ед.,
определяется по формуле

$$i_i = \frac{\rho_s (w_{tot} - w_m)}{\rho_i + \rho_s (w_{tot} - 0,1w_w)},$$

где w_{tot} – суммарная влажность мерзлого грунта, д. ед.;

ρ_i – плотность льда, равная $0,9 \text{ г/см}^3$; ρ_s – плотность частиц грунта, г/см^3 ;

ρ – плотность мерзлого грунта, г/см^3 ;

w_m – влажность мерзлого грунта, расположенного между ледяными включениями, д. ед. (принимается: $w_m \approx w_p$, где w_p – влажность на границе раскатывания, д. ед.);

w_w – влажность мерзлого грунта за счет незамерзшей воды, д. ед. (определяется опытным путем, для мерзлых незасоленных грунтов допускается вычислять по формуле $w_w = k_w w_p$, где k_w – коэффициент, принимаемый в зависимости от температуры грунта t и числа пластичности I_p) (ГОСТ 25100–2011).

Таким образом, пределы изменения льдистости: $0 < i_{tot} < 1$. Если $i_{tot} = 0$ – грунт талый; если $i_{tot} = 1$ – вода находится в мерзлом состоянии.

Степень засоленности грунта D_{sal} , %, характеризует относительное содержание в грунте воднорастворимых солей, ее следует определять как отношение массы солей g_s к массе сухой навески грунта g_d (включая массу содержащихся в нем солей) по формуле

$$D_{sal} = (g_s / g_d) \times 100.$$

Согласно ГОСТ 25100–2011 мерзлые грунты с континентальным типом засоления (сульфатный тип засоления) относят к засоленным при степени засоленности D_{sol} , %: для песков $> 0,10$; супесей $> 0,15$; суглинков $> 0,20$; глин $> 0,25$. Крупнообломочные грунты называют засоленными, если содержание водорастворимых солей в их заполнителе превышает указанные значения засоленности.

Степень относительной деформации морозного пучения e_{fr} , д. ед. или %, определяется согласно ГОСТ 28622–2012, по результатам испытаний образцов грунта в специальных установках, обеспечивающих промораживание образца исследуемого грунта в заданном температурном и влажностном режимах. Относительную деформацию морозного пучения образца грунта e_{fh} вычисляют с точностью $0,01$ по формуле $e_{fh} = h_f / d_i$, где h_f – вертикальная деформация образца грунта, мм; d_i – фактическая толщина промерзшего слоя образца грунта, мм.

Грунты в зависимости от e_{fh} подразделяются согласно СТБ 943–2007 и ГОСТ 25100–2011 на практически непучинистые

($e_{fh} < 0,01$); слабопучинистые ($0,01 \leq e_{fh} < 0,035$); среднепучинистые ($0,035 \leq e_{fh} < 0,07$) и сильнопучинистые ($e_{fh} \geq 0,07$).

2.2. Жидкая компонента грунтов

2.2.1. Состав и свойства жидкой компоненты грунтов

Жидкая компонента – важнейшая составная часть большинства грунтов. Ее формирование в грунтах может происходить как естественным, так и искусственным путем. По химическому составу жидкая компонента чрезвычайно разнообразна. По составу жидкости можно разделить на неорганические, органические и смешанные, включая эмульсии.

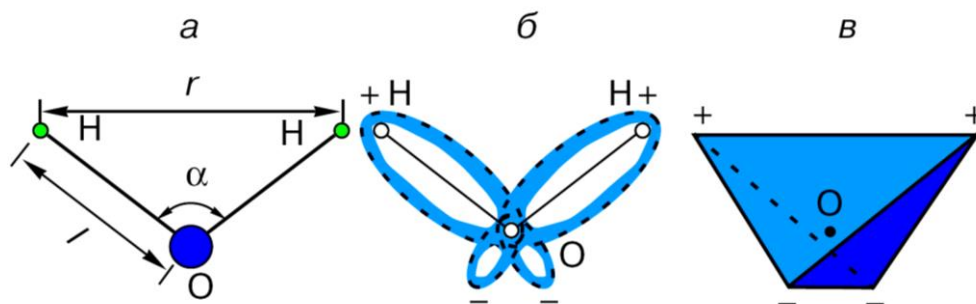
Таблица 2.19 – Состав жидкостей в грунтах (Грунтоведение, 2005)

Неорганические жидкости	Органические жидкости	Смеси и эмульсии
1. Вода и водные неорганические растворы: а) электролитов; б) неэлектролитов	1. Жидкие углеводороды (нефтепродукты) 2. Синтетические смолы и полимеры 3. Битумы	1. Нефть 2. Водные органические растворы 3. Водонефтяные эмульсии 4. Водомасляные эмульсии

Среди *неорганических жидкостей* в грунтах наибольшее значение имеет *вода* – одно из самых распространенных веществ на Земле. Почти 70,8 % земной поверхности покрыто водой. Содержание поверхностных вод, включая мировые запасы льдов, составляет примерно 1,4 млрд км³, а в горных породах литосферы (подземные воды) – около 0,73–0,84 млрд км³.

К настоящему времени достаточно хорошо изучено строение единичной молекулы воды, состоящей из двух атомов водорода и одного атома кислорода. Она характеризуется дипольным строением и тетраэдрическим распределением зарядов: два положительных – на атомах водорода, два отрицательных – на неподеленных парах электронов атома кислорода (рисунок 2.47). Такое строение молекулы воды позволяет ей образовывать до четырех водородных связей с соседними молекулами. При этом в двух связях молекула выступает как донор, а в двух – как акцептор протона. Однако структура собственно жидкой (свободной) воды – самого распространенного на Земле вещества – до сих пор окончательно не выяснена. К настоящему времени предложено множество моделей, описывающих структуру жидкой

(свободной) воды. Наилучшую согласованность с экспериментальными данными дают так называемые континуальные модели воды, предполагающие существование трехмерного достаточно рыхлого непрерывного «каркаса» из молекул воды, соединенных водородными связями приблизительно в тетраэдрической координации. При этом следует иметь ввиду статистический характер структурных моделей, поскольку молекулы находятся в непрерывном тепловом движении. Континуальные модели допускают изгиб и растяжение водородных связей. По последним данным, среднее координационное число молекулы жидкой воды равно 4,4–4,5 (у льда оно равно 4), а среднее число водородных связей на молекулу оказалось равным 2–2,5.



а – структура; б – модель электронных орбиталей;

в – распределение зарядов (r – длина связи Н–Н, равная $1,41 \times 10^{-4}$ мкм;
 l – длина связи Н–О, равная $0,96 \times 10^{-4}$ мкм; α – угол Н–О–Н, равный $104,5^\circ$)

Рисунок 2.47 – Строение единичной молекулы воды (по В. А. Королеву, 1996)

Вода всегда содержит то или иное количество неорганических и органических растворенных веществ. Поэтому воду в грунтах следует рассматривать как соответствующие водные растворы. Для инженерно-геологических исследований целесообразно выделять водные растворы электролитов и неэлектролитов, которые могут формироваться естественным и техногенным путем.

Водные растворы неорганических электролитов (солей, кислот, щелочей) характеризуются электролитической диссоциацией растворенного вещества с образованием ионов (катионов и анионов). Степень диссоциации (α) зависит от природы и силы связи между ионами и молекулами воды, их сольватирующей (гидратационной) способности, а также от диэлектрической проницаемости воды. В зависимости от степени диссоциации различают сильные ($\alpha = 1$) и слабые ($\alpha < 1$) электролиты. Сильные растворяются в воде, т. е. полностью, без возможности восстановления распадаются на ионы. Слабые электролиты распадаются на катионы и анионы частично. Степень их диссоциации меньше, чем у сильных электролитов.

Ионы, находящиеся в водном растворе, влияют на структуру воды вследствие своих гидратационных особенностей. Согласно О. Я. Самойлову, одни ионы могут эффективно связывать ближайшие молекулы воды раствора, их подвижность уменьшается по сравнению с чистой водой. Это явление он назвал положительной гидратацией, которая характерна для ионов Li^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Ba^{2+} , SO_4^{2-} и др. Другие ионы (K^+ , NH_4^+ , Cl^- , NO_3^- и др.), напротив, могут повышать подвижность соседних молекул воды и оказывать разупорядочивающее действие на ее структуру – отрицательная гидратация. Количественной характеристикой, позволяющей разделить ионы на две группы с положительной или отрицательной гидратацией, может служить термодинамическая величина изменения энтропии гидратации воды (ΔS_{II}) под действием ионов. Согласно Г. А. Крестову (1984), эта величина очень чувствительна к изменению структуры воды: у ионов с положительной гидратацией $\Delta S_{\text{II}} > 0$, а у ионов с отрицательной – напротив, $\Delta S_{\text{II}} < 0$. Кроме того, существует понятие «ближней» и «дальней» гидратации иона молекулами воды. В непосредственной близости от иона находятся молекулы ближней гидратации, они наиболее прочно удерживаются вблизи иона (рисунок 2.48, а, слой 1). На некотором расстоянии от иона располагаются молекулы дальней гидратации (рисунок 2.48, а, слой 2), за пределами которого находится область свободной воды с неискаженной структурой (рисунок 2.48, а, слой 3).

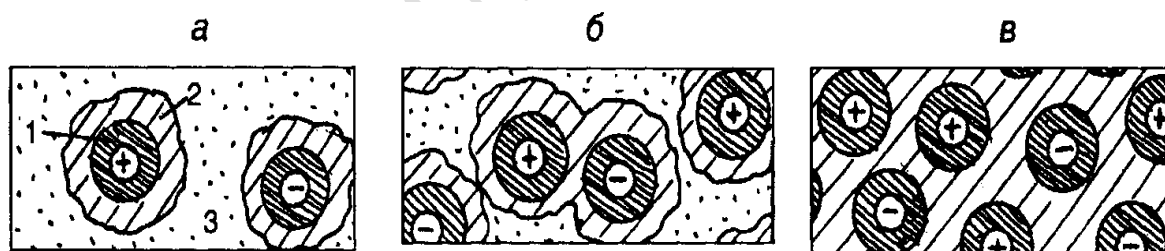


Рисунок 2.48 – Схема гидратации ионов в разбавленном (а), промежуточном (б) и концентрированном (в) растворах электролита (Грунтоведение, 2005)

В зависимости от концентрации раствора электролита степень искаженности структуры воды изменяется. В разбавленных растворах гидратированные ионы находятся относительно далеко друг от друга, и область воды с неискаженной структурой достаточно велика (рисунок 2.48, а, слой 3). При увеличении концентрации раствора электролита наступает момент, при котором слои дальней гидратации начинают соприкасаться друг с другом или перекрываться (рисунок 2.48, б). Одновременно с этим уменьшается область воды

с неискаженной структурой. В случае же концентрированного раствора электролита (более 2 моль/дм³) практически весь объем раствора за пределами ионов имеет искаженную структуру, напоминающую расплав соли (рисунок 2.48, в), при этом структурно нормальная вода отсутствует. В соответствии с этим влияние положительной и отрицательной гидратации зависит от концентрации раствора электролита. В разбавленных растворах рост концентрации соответственно будет увеличивать эффект положительной или отрицательной гидратации. В концентрированных же растворах разупорядочивающее действие на структуру воды ионов с отрицательной гидратацией исчезает.

Химический состав вод, заключенных в грунтах, определяется особенностями термодинамического равновесия системы «минералы – вода – газы – биота» и является предметом исследований гидрохимии. В зависимости от минерализации подземные природные воды подразделяются на типы и классы (таблица 2.20).

Таблица 2.20 – Минерализация природных вод (по К. Е. Питьевой, 1978)

Воды, Σ_M , г/л	Характеристика степени минерализации					
	по анионам			по катионам		
	тип	класс	Σ_M , г/л	тип	класс	Σ_M , г/л
Пресные (< 1)	гидрокарбонатный	HCO ₃ > SO ₄ > Cl	< 1	кальциевый	Ca> Mg> Na	< 1
Слабоминерализованные (1–10)	гидрокарбонатный	HCO ₃ > Cl> SO ₄	1–10	кальциевый	Ca> Na> Mg	< 1
	сульфатный	SO ₄ > HCO ₃ > Cl	1–3	магний- вый	Mg> Ca> Na Mg> Na> Ca	< 1 < 1
	хлоридный	SO ₄ > Cl> HCO ₃	1–5	натриевый	Na> Ca> Mg	1–10
		Cl> SO ₄ > HCO ₃	5–10			
Минерализованные (10–30)	хлоридный	Cl> HCO ₃ > SO ₄	10–30	натриевый	Na> Ca> Mg	10–30
Сильноминерализованные (> 30)	хлоридный	Cl> SO ₄ > HCO ₃	> 30	натриевый	Na> Ca> Mg Na> Mg> Ca	> 30 > 30
				кальциевый магний- вый	Ca> Na> Mg Mg> Na> Ca	> 200 > 300

Водные растворы неорганических неэлектролитов характеризуются отсутствием электролитической диссоциации растворенного вещества и, следовательно, отсутствием в растворе ионов. Растворенный неэлектролит также может существенно менять структуру воды как разрушая ее, так и стабилизируя, в зависимости от размера молекул и их геометрического соотношения с заполняемыми полостями в структуре воды. В целом растворимость неэлектролитов существенно ниже, чем электролитов.

Органические жидкости в грунтах – жидкие углеводороды (керосин, бензин и др.), смолы и битумы – формируются искусственным (техногенным) путем как в результате целенаправленной деятельности (например, в ходе технической мелиорации грунтов при их закреплении смолами), так и неконтролируемо (в результате утечек, аварийных выбросов и др.).

Смеси жидкостей в грунтах представлены в основном нефтями, являющимися сложными смесями жидкостей ($C_5H_{12} \rightarrow C_{16}H_{34}$), газообразных углеводородов ($CH_4 \rightarrow C_4H_{10}$) и твердых веществ – парафинов и церезинов. Их плотность колеблется от 0,76 до 0,96 г/см³ в зависимости от соотношения слагающих компонентов.

Эмульсии представляют собой смеси двух и более несмешивающихся жидкостей, это своеобразные дисперсные системы с жидкой дисперсионной средой и жидкой дисперсной фазой. В грунтах наиболее распространены водонефтяные эмульсии, формирующиеся на контакте нефти и водоносных горизонтов.

Классификация и свойства воды разных видов жидкой компоненты грунтов. В грунтах могут быть выделены различные категории воды, отличающиеся по природе и условиям образования, по структуре, свойствам и др. В таблице 2.21 приведена классификация Р. И. Злочевской (1988), согласно которой выделяется три основных категории воды в грунтах: связанная, переходного типа и свободная.

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. 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 породах может происходить лишь под влиянием сил иной природы³.

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 (таблица 2.21). К первому относится вода, входящая в состав кристаллических решеток различных минералов. Это так называемая *конституционная*, немолекулярная форма воды типа ОН-групп, кристаллизационная вода различных кристаллогидратов (если они есть в данной горной породе), а также вода, «связанная» координационно-ненасыщенными атомами и ионами кристаллической решетки минералов.

Таблица 2.21 – Классификация воды в грунтах (по Р. И. Злочевской, В. А. Королеву, 1988)

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

Ко второму виду относится *адсорбционная* вода, образующаяся за счет адсорбционного «притяжения» молекул воды к активным адсорбционным центрам поверхности минералов. Среди нее выделяются 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 (Грунтоведение, 2005) [35].

³ Первые представления о связанной воде возникли почти сто лет назад. Однако ее систематические исследования начались лишь в 20–30-е годы XX века. В разработку теории связанной воды внесли большой вклад такие ученые как Б. В. Дерягин, А. В. Думанский, П. А. Ребиндер, Н. В. Чураев, В. Дрост-Хансен, а ее свойства в горных породах всесторонне исследовали А. Ф. Лебедев, С. Маттсон, А. А. Роде, В. А. Приклонский, Е. М. Сергеев, Ф. Д. Овчаренко, А. К. Ларионов, Ю. И. Тарасевич, Р. И. Злочевская, В. А. Королев, Л. И. Кульчицкий, А. Д. Воронин и др.

Многочисленными экспериментами, начатыми еще в 1930-е годы Б. В. Дерягиным, было установлено, что некоторые свойства связанной воды, находящейся в грунтах в виде тонких (или граничных) слоев вблизи твердой поверхности, существенно отличаются от свойств обычной свободной воды. Их стали называть аномальными. Эти отличия объясняются искажением и перестройкой структуры связанной воды вблизи поверхности, изменением и искривлением сетки межмолекулярных водородных связей в ее структуре под влиянием поля поверхностных сил. Аномальные особенности связанной воды были, главным образом, установлены для таких ее свойств, как плотность, вязкость, диэлектрическая проницаемость и др. Долгое время существовали противоречивые сведения о плотности связанной воды, которая, по некоторым экспериментальным данным, намного превышала плотность свободной воды и оказалась равной $1,2-1,4 \text{ г/см}^3$, а по некоторым данным доходила даже до $1,84-2,4 \text{ г/см}^3$. В настоящее время убедительно установлено, что плотность связанной воды в тонких пленках (толщиной около 5 нм) повышена всего лишь на 1,5 % по сравнению со свободной водой и составляет в среднем около $1,02 \text{ г/см}^3$ (Королев, 1996).

Твердые поверхности большинства минералов горных пород обладают гидрофильными свойствами, т. е. хорошо смачиваются водой. Это обуславливает ориентацию молекул воды, представляющих собой диполи. Установлено, что молекулы воды ориентированы нормально к твердой поверхности (рисунок 2.49).

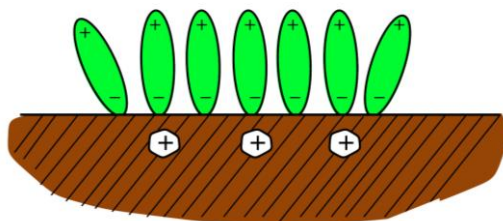
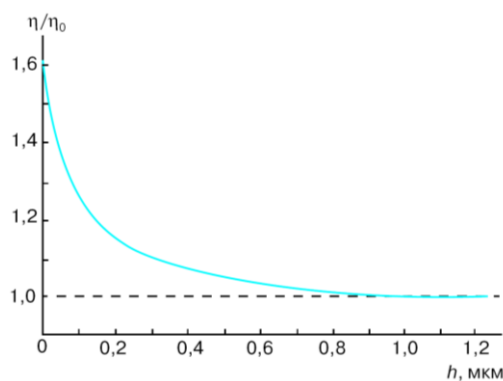


Рисунок 2.49 – Ориентация диполей молекул воды на активных адсорбционных центрах поверхности минерала (по В. А. Королеву, 1996)

Ориентация происходит в основном под действием электростатического притяжения и обуславливает некоторое повышение плотности воды и снижение тангенциальной (вдоль поверхности) подвижности ее молекул в слоях толщиной всего лишь в несколько нанометров. Это должно проявляться макроскопически в виде повышения вязкости связанной воды, что и наблюдается в экспериментах. Так, например, прямые измерения вязкости воды в очень тонких кварцевых капиллярах и тонкопористых стеклах показали, что вязкость связанной воды повышается при уменьшении толщины пленки

менее 1 мкм: при толщине пленки в 0,2–0,3 мкм ее вязкость повышена по сравнению со свободной водой в 1,1 раза, а при толщине всего в 10 нм повышена уже в 1,6 раза (рисунок 2.50).

Структурные эффекты аномальных свойств связанной воды хорошо прослеживаются в опытах по исследованию их температурной зависимости. Так, при повышении температуры вязкость связанной воды снижается (как и у свободной воды) и при температуре 65–70 °С она становится такой же, как и у свободной воды, т. е. при нагревании происходит тепловое разрушение структуры связанной воды, уменьшение толщины ее граничной фазы с искаженной структурой и переход в свободную воду. При понижении температуры, напротив, происходит обратное явление – структурирование связанной воды (Королев, 1996) [45].



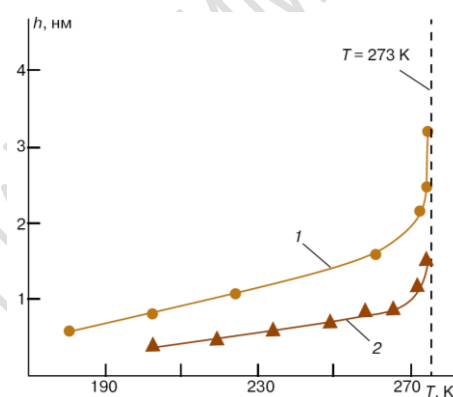
η – вязкость связанной воды, η_0 – вязкость свободной воды
(по В. А. Королеву, 1996)

Рисунок 2.50 – Зависимость относительной вязкости связанной воды (η/η_0) от толщины (h) водной пленки

Именно с этим связан и другой экспериментально обнаруженный и чрезвычайно интересный факт – понижение температуры замерзания связанной воды по сравнению со свободной. Известно, что фазовый переход вода – лед в свободной воде происходит при 0 °С (273 К). 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. Это явление имеет огромное значение, и следствием его является то, что, например, в мерзлых грунтах, находящихся при температуре намного ниже 0 °С, может существовать вода в жидком состоянии. На рисунке 2.51 показана температурная зависимость толщины пленки незамерзшей связанной воды на поверхности таких широко распространенных глинистых минералов, как каолинит и монтмориллонит.

Основная причина понижения температуры замерзания связанной воды – взаимодействие ее с твердой минеральной поверхностью, точнее – с ее активными центрами. Энергия взаимодействия молекул воды с активными центрами поверхности минералов, а также с находящимися в поровом растворе ионами больше, чем энергия взаимодействия молекул воды между собой. Это и приводит к тому, что активный центр нарушает сетку водородных связей в воде, а фазовый переход осуществляется лишь при более низкой температуре.

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. Теория нерастворяющего объема, объясняющая это anomальное свойство связанной воды, была разработана Б. В. Дерягиным, а само явление нашло много практических приложений. В том числе на нем основан один из прямых способов определения количества связанной воды в грунтах. Наличие нерастворяющего объема связанной воды играет большую роль в процессах геохимической миграции веществ в земной коре и имеет большое экологическое значение.



1 – каолинитовая глина, 2 – монтмориллонитовая глина
(по В. А. Королеву, 1996)

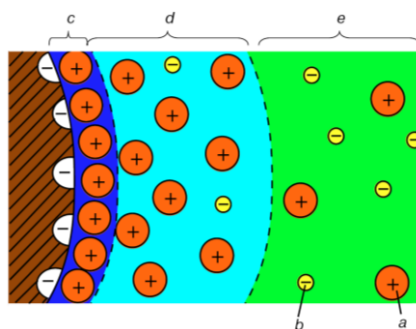
Рисунок 2.51 – Толщина пленки (h) незамерзшей воды в глинах в зависимости от температуры T

Другое anomальное 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.

Согласно исследованиям (Королев, 1996) [45], прослойки связанной воды толщиной 0,5–0,6 нм имеют диэлектрическую проницаемость, равную всего 3–4. Структурные изменения связанной воды обусловли-

вают 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.

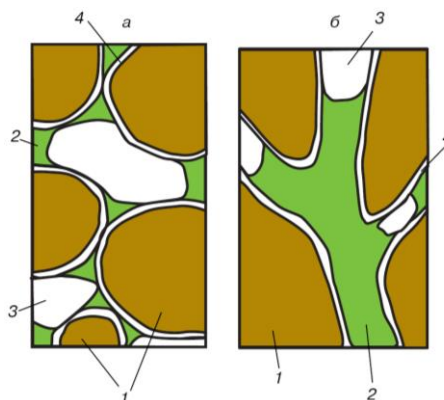
Вода переходного типа (от связанной к свободной) в меньшей степени подвергается действию поверхностных сил, она удерживается вблизи поверхности минералов за счет более слабых связей. Поэтому ее структура менее искажена, а отличия в физических свойствах по сравнению со свободной водой менее значительны или почти не существенны. В пределах этого типа выделяется два вида воды (таблица 2.21): *осмотически поглощенная* и *капиллярная*. Первый вид 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 (рисунок 2.52). Двойной электрический слой имеет две части (рисунок 2.52): внутреннюю – адсорбционный слой (*c*), и внешнюю – диффузный слой (*d*). 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 (*e*) в пределы двойного электрического слоя (*d*). Образующаяся таким образом осмотическая вода занимает внешнюю часть двойного электрического слоя – диффузный слой (*d*). «Осмотической» эту воду назвали потому, что ее образование связано с явлением микроскопического поверхностного осмоса, напоминающего обычный макроскопический 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 (хорошо известна роль подобных «мембран» в клетках многих живых организмов, тоже содержащих «осмотическую воду»). В грунтах роль этой «полупроницаемой мембраны» выполняет внешняя граница двойного электрического слоя (рисунок 2.52). С этой категорией воды тесно связана способность многих глинистых пород набухать – увеличивать свой объем при впитывании влаги (Королев, 1996).



a – катионы; *b* – анионы; *c* – область адсорбционного слоя, занятая прочносвязанной водой; *d* – диффузная часть двойного электрического слоя, занятая осмотической водой; *e* – область за пределами двойного электрического слоя, занятая свободной водой

Рисунок 2.52 – Образование осмотически-поглощенной воды вблизи отрицательно заряженной минеральной частицы (по В. А. Королеву, 1996)

Второй вид воды переходного состояния (таблица 2.21) – это капиллярная вода. Она образуется в порах капиллярного размера (диаметром от 10^{-3} до 10^3 мкм) за счет капиллярного давления и удерживается в грунте капиллярными силами водных менисков (силами поверхностного натяжения), образующихся на границе фаз вода–воздух–твердая поверхность. Капиллярные силы практически не меняют структуры воды, и поэтому капиллярная вода по основным физическим свойствам практически не отличается от свободной. Она 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 грунта, и, сливаясь в местах контакта (на стыке частиц), образуют водные мениски (рисунок 2.53, а); 2) за счет капиллярного впитывания воды по сообщающимся порам, трещинам и каналам при контакте породы со свободной водой (рисунок 2.53, б).



а – капиллярно-конденсированная вода; *б* – собственно капиллярная вода;
1 – минерал, 2 – капиллярная вода, 3 – воздух, 4 – адсорбционная вода

Рисунок 2.53 – Состояние капиллярной воды в грунтах (по В. А. Королеву, 1996)

К третьему виду относится собственно *свободная вода* (таблица 2.21), обладающая физическими свойствами обычной воды. В грунтах она бывает двух видов: 1) вода замкнутая (иммобилизованная) в крупных порах породы 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. В то же время свободная вода имеет аномальные свойства по сравнению с иными жидкостями и родственными с водой гидридами VI группы Периодической системы элементов Д. И. Менделеева.

Так, вода обладает аномальной плотностью, проходя через максимум при 4 °С, тогда как у других жидкостей плотность всегда снижается с температурой. Кроме того, она обладает аномалией изотермической сжимаемости, минимум которой фиксируется при 45 °С. Сжимаемость иных жидкостей растет с температурой. Теплоемкость большинства жидкостей после плавления вещества увеличивается незначительно. При плавлении льда теплоемкость воды возрастает в два раза. Значительной аномалией отличается теплоемкость переохлажденной воды.

2.2.2. Показатели, характеризующие жидкую компоненту в грунтах, и методы их определения

Пространственно вода и другие жидкости находятся в грунтах благодаря наличию в них всевозможных пустот (трещин, пор, каналов и др.). Абсолютно сплошных грунтов, не содержащих сколько-нибудь малое количество пор, в природе не существует. Эти пустоты, как правило, занимают вода или другие жидкости благодаря своей высокой подвижности. Установлено, что ниже уровня грунтовых вод до глубин около 4–5 км и более практически все пустоты горных пород (за исключением углеводородных залежей) заполнены водными растворами, образующими в пределах литосферы региональные неразрывные макроскопические системы гидросферы.

Количественное содержание жидкого компонента в грунте может оцениваться такими показателями, как объемная и весовая влажность.

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

$$w_n = (V_w / V_{tot}) \times 100 \%$$

Эта величина измеряется в % или долях единицы и может меняться от нуля для абсолютно сухого грунта до 100 % (или 1) для полностью насыщенного 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}):

$$w = (m_w / m_{sk}) \times 100 \%$$

Эта величина также измеряется в % или 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 $w_n \times \rho_w = w \times \rho_d$, где ρ_w – плотность воды, г/см³; ρ_d – плотность скелета грунта, г/см³.

Влажность, которую имеет грунт в условиях естественного залегания, называют естественной влажностью. Естественная влажность является важнейшей характеристикой физического состояния грунта, определяющей прочностные свойства пород под сооружением. Особое значение влажность играет для глинистых грунтов, резко меняющих свои свойства в зависимости, от степени увлажнения.

Степень влажности (коэффициент водонасыщения) (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 грунта (V_n): $S_r = V_w / V_n$.

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:

$$S_r = w_n / n = w \times \rho_d / \rho_w \times e,$$

где n – пористость, %;

e – коэффициент пористости, д. ед.;

ρ_w – плотность воды, г/см³.

Для мерзлого грунта степень заполнения объема пор льдом и незамерзшей водой определяется по формуле

$$S_r = (1,1w_{ic} + w_w) \times \rho_s / e_m \times \rho_w,$$

где w_{ic} – влажность мерзлого грунта за счет порового льда (льда-цемента), д. ед.;

w_w – влажность грунта за счет незамерзшей воды, д. ед.;

e_m – коэффициент пористости мерзлого грунта, д. ед.;

ρ_s – плотность частиц грунта, г/см³;

ρ_w – плотность воды, г/см³.

Вычисления по указанным формулам могут быть заменены применением номограммы (рисунок 2.54).

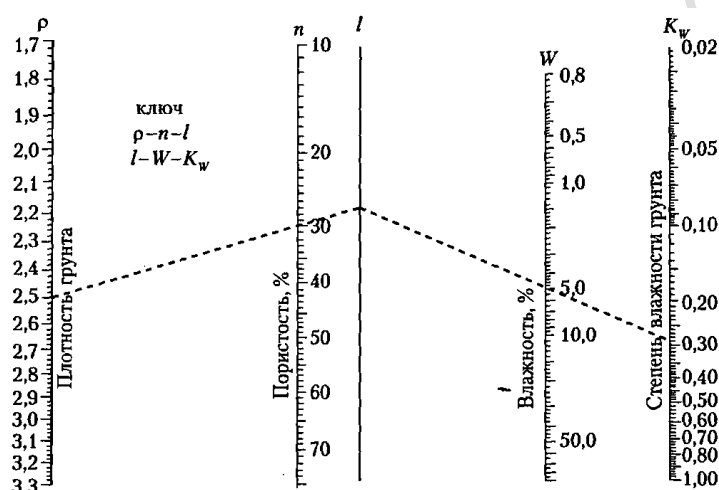


Рисунок 2.54 – Номограмма для вычисления коэффициента водонасыщения

В зависимости от величины S_r крупнообломочные и песчаные грунты подразделяются на три категории:

- 1) маловлажные $0 < S_r \leq 0,5$;
- 2) влажные $0,5 < S_r \leq 0,8$;
- 3) насыщенные водой $0,8 < S_r \leq 1,0$.

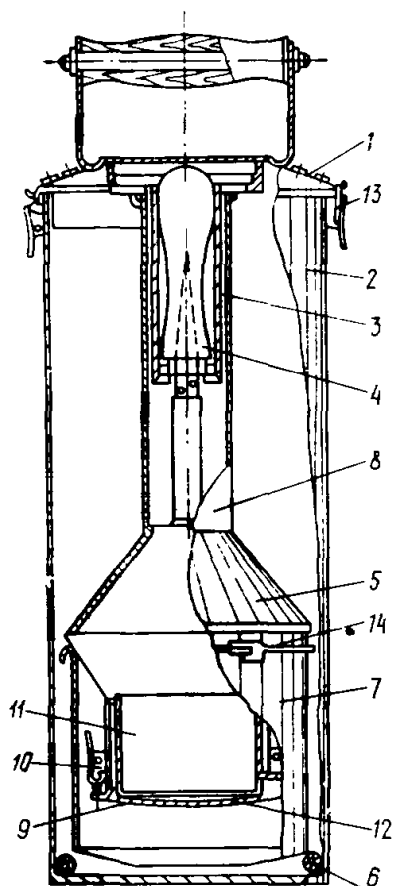
Определение влажности грунта при инженерно-геологических исследованиях производится в основном четырьмя методами: термостатно-весовым, спиртово-весовым, гидростатического взвешивания на приборе Н. П. Ковалева и нейтронным.

Основным, наиболее распространенным и надежным, прямым методом определения влажности грунта в лабораторных условиях является *термостатно-весовой метод*, широко описанный в литературе и получивший статус стандартного (ГОСТ 5180–84). Термостатно-весовой метод определения влажности заключается в измерении веса влаги, содержащейся в образце. При этом подготовленный образец грунта высушивают в термостате при температуре 105 °С в течение

3–5 ч (загипсованные грунты высушивают при температуре 80 °С в течение 8 ч), а определенный взвешиванием вес влаги относят к единице массы грунта.

Спиртovo-весовой метод определения влажности почвы отличается от термостатно-весового тем, что сушка образцов производится путем смачивания в спирте и выжигания.

Гидростатический метод контроля плотности и влажности грунтов основан на том, что отобранный образец уплотненного грунта подвергают взвешиванию в воде. Для этих целей применяют прибор Н. П. Ковалева (рисунок 2.55), основанный на использовании закона Архимеда.



- 1 – крышка футляра; 2 – ведро-футляр; 3 – стальная насадка; 4 – нож;
 5 – поплавок; 6 – резиновое кольцо; 7 – сосуд; 8 – трубка поплавка;
 9 – крышка поплавка; 10 – замок поплавка; 11 – режущий цилиндр;
 12 – тарировочный груз; 13 – замок футляра; 14 – крючки

Рисунок 2.55 – Плотномер–влажномер Н. П. Ковалева

Основные части прибора – поплавок и сосуд; вспомогательные – режущий стальной цилиндр с крышкой (внутренний объем, которого равен 1 200 см³, масса 1 123 г), стальная насадка, предназначенная для погружения режущего цилиндра в грунт, стальной нож и ведро–

футляр с крышкой, закрывающийся двумя замками. Поплавок предназначен для взвешивания испытуемой пробы грунта без доступа воды и в водной среде. Режущий цилиндр с пробой грунта и надетой на него плоской крышкой помещается в крышку поплавка. При этом цилиндр устанавливают так, чтобы режущий край его был сверху, а незаточенный край с надетой на него крышкой – снизу.

Сверху на цилиндр надевается поплавок так, чтобы его край вошел в паз крышки поплавка, где имеется резиновая прокладка. Замки на поплавке и крючки на крышке совмещаются и герметически закрывают поплавок. Для удлинения срока службы резиновой прокладки при хранении прибора лучше поплавок и крышку держать отдельно.

Цилиндр с грунтом откапывают ножом, и излишний грунт срезают по краям цилиндра. Наружную поверхность цилиндра очищают от грунта, и цилиндр с грунтом и надетой на него крышкой помещают в крышку поплавка. На крышку сверху надевают поплавок и закрывают замки, после чего поплавок опускают в воду, налитую в ведро-футляр.

Против уровня воды по шкале «ВЛ», размещенной снаружи на трубке поплавка⁴, берется отсчет плотности влажного грунта. Если необходимо определить плотность рыхлого или текучего грунта, который не удерживается в поднятом режущем цилиндре, при отборе пробы используется крышка поплавка. После того как режущий цилиндр погружен в грунт, верхнюю половину его снаружи освобождают от грунта. Избыток грунта срезают по верхнему краю цилиндра ножом и на цилиндр надевают крышку с плоским дном. Затем под режущий цилиндр с грунтом подводят нож и цилиндр вместе с грунтом опрокидывают так, чтобы крышка оказалась внизу. В дальнейшем отобранную пробу выравнивают ножом по острому краю цилиндра, цилиндр и крышку очищают с наружной поверхности от грунта. Дальнейшее определение плотности влажного грунта выполняется описанным выше способом.

Пользуясь прибором, определяют плотность влажного и сухого грунтов, естественную и оптимальную влажность с соответствующими значениями плотности. По результатам испытания строят кривую зависимости плотности грунта от влажности.

⁴ Шкала «ВЛ» служит для определения плотности влажных грунтов в диапазоне от 1,2 до 2,2 г/см³. Остальные три шкалы служат для определения плотности скелета грунтов: черноземных (Ч), песчаных (П) и глинистых (Г) в диапазонах от 1,0 до 2,2 г/см³. Точность определения для всех шкал равна 0,01 г/см³, что соответствует одному делению.

Нейтронный метод измерения влажности (ГОСТ 24181–80) основан на эффекте замедления быстрых нейтронов в процессе их взаимодействия с ядрами атомов водорода воды, содержащейся в материале. Число медленных нейтронов, регистрируемых влагомерами, характеризует объемную влажность контролируемого материала. Массовую влажность контролируемого материала находят по отношению значения объемной влажности этого материала к его средней плотности.

Содержание различных категорий воды (связанной, переходного состояния, свободной) в грунтах существенно влияют на их свойства, состояние и консистенцию. В соответствии с этим при инженерно-геологической характеристике грунтов определяются такие характеристики, как влажность островной или монослойной адсорбции (w_a), гигроскопическая (w_g) и максимальная гигроскопическая влажность (w_{mg}), максимально-адсорбированная и капиллярно-конденсированная влажность (w_{mmk}), влажность максимальной молекулярной влагоемкости (w_{mmw}) по А. Ф. Лебедеву, влажность нижнего (w_p) и верхнего (w_L) пределов пластичности (или соответственно границы раскатывания и текучести), число пластичности (I_p) и т. п.

Помимо этих характеристик содержание в грунте разных видов воды может быть охарактеризовано энергетическими (термодинамическими) параметрами влаги, удерживаемой в грунте силами различной природы. К таким параметрам относятся термодинамический потенциал ψ_w и давление влаги p_w в грунте, которые связаны между собой соотношением: $\psi_w = p_w / \rho_w$, где ρ_w – плотность воды. Давление влаги определяется величиной работы, затрачиваемой на преодоление водоудерживающих сил грунта различной природы при удалении из него единицы объема воды.

Для практического определения водных характеристик грунтов предложен целый ряд методов: гигрометрический, адсорбционный, метод теплот смачивания, термический, ЯМР и др. Способы определения в грунтах потенциала влаги ψ_w описаны в ряде учебных пособий (Злочевская, Королев, 1988; Методическое ..., 1984) [40,51].

Определение связанной воды в грунтах. Количественное изучение связанной воды удобно проводить на основе анализа изотермы адсорбции воды грунтом. При адсорбции грунтом воды из парообразного состояния определяют зависимость количества адсорбирующейся воды w от равновесного давления p или относительно давления p/p_s пара при постоянной температуре (где p – давление паров, воды, находящихся в равновесии с грунтом при данной температуре;

p_s – давление насыщенных паров воды при той же температуре). Величина p/p_s меняется в пределах от 0 (для абсолютно сухого воздуха) до 1 (для предельно водонасыщенного воздуха). Изотерма адсорбции грунтом воды обычно строится в координатах $w = f(p/p_s)$ при $T = \text{const}$ и имеет характерную S-образную форму (рисунок 2.56). На изотерме по точкам перегиба выделяется три участка (начальный I, срединный II и конечный III), соответствующих формированию связанной воды мономолекулярной (монослойной), полимолекулярной (полислойной) адсорбции и воды капиллярной конденсации. Таким образом, анализ экспериментально полученной изотермы для данного грунта позволяет определить количественное содержание в нем различных категорий связанной воды.

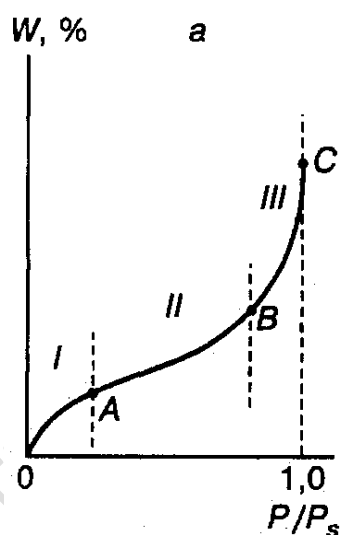


Рисунок 2.56 – Общий вид изотермы адсорбции воды грунтом

Получение изотермы адсорбции гигрометрическим способом основано на исследовании равновесия изучаемого грунта с парами воды, находящимися над образцом. Для этой цели используется наиболее простой, но менее точный, так называемый эксикаторный метод. Суть его состоит в том, что на дно эксикатора наливают различные водные растворы электролита, над которыми в замкнутом объеме эксикатора устанавливается определенное (заранее известное) давление водяных паров. Поместив в эксикатор над уровнем раствора исследуемый образец и определив после установления равновесия его влажность при данном p/p_s , получают одну точку для построения изотермы. Затем этот же образец переносят в другой эксикатор (с другим раствором и другим известным значением p/p_s), получают вторую точку и т. д. для всего диапазона изменения значений p/p_s . В итоге строят изотерму адсорбции в координатах $w = f(p/p_s)$, по которой затем определяют влажностные константы связанной воды для данного грунта.

Определение гигроскопической (w_g) и максимальной гигроскопической влажности (w_{mg}). Воздушно-сухие пробы грунтов всегда содержат некоторое количество влаги, сорбированной из воздуха, которая прочно удерживается на поверхности твердых частиц. Такая влага называется гигроскопической (w_g). Ее количество зависит от влажности воздуха, состава и свойств грунтов и составляет от десятых долей процента в песчаных грунтах до 3–5 % – в суглинках и глинах. Гигроскопическую влажность определяют методом высушивания воздушно-сухого образца грунта при 105 °С до постоянной массы по ГОСТ 5180–84.

Максимальной гигроскопической влажностью (w_{mg}) называется наибольшее количество гигроскопической влаги в грунте, сорбируемой из воздуха при его относительной влажности, близкой к 100 %. Она обычно в 2–3 раза превышает показатели гигроскопической влаги. Значения максимальной гигроскопической влажности в песчаных и супесчаных грунтах составляют 0,5–1 %; в суглинках – 2–10 %; в глинах – до 15–20 %; в торфах – 30–50 %. В настоящее время широкое применение получили два метода определения максимальной гигроскопичности грунта – Митчерлиха и А. В. Николаева. Разница между этими методами заключается в способе насыщения воздушно-сухого грунта парами воды. При методе Митчерлиха насыщение происходит в вакуум-эксикаторе над 10 %-ным раствором серной кислоты, обеспечивающим относительную влажность воздуха 96 %. Насыщение почвы по методу А. Н. Николаева осуществляется над насыщенным раствором сульфата калия в обычных эксикаторах.

Определение влажности максимальной молекулярной влагоемкости. Влажность максимальной молекулярной влагоемкости (w_{mmw}), введенная в 1936 г. А. Ф. Лебедевым, характеризует количество в грунте всей связанной воды и часть воды переходного состояния (от связанной к свободной), а именно часть осмотически поглощенной и капиллярно-стыковой влаги, располагающейся в виде разоб-щенных манжет на контактах (стыках) частиц грунта. При этом в песчаных грунтах, в которых доля осмотической влаги мала, величина w_{mmw} помимо связанной воды отражает в основном наличие капиллярно-стыковой влаги. В пылеватых и глинистых грунтах величина w_{mmw} близка к начальной влажности формирования осмотически-поглощенной влаги и обусловлена наличием в ультра- и микропорах грунта пленок воды толщиной 2–10 нм.

Величина w_{mmw} различных по дисперсности грунтов всегда лежит в интервале между максимально-адсорбированной и капиллярно-конденсированной влажностью (w_{mmk}) и нижним пределом пластич-

ности (w_p). Как было показано А. М. Васильевым (1949), величина w_{mmw} связана тесной корреляционной зависимостью с показателями ряда физических и физико-химических свойств дисперсных грунтов и является своеобразным «паспортом» грунта. Все это, а также относительная простота определения делает эту величину удобной для характеристики свойств грунтов.

Для определения w_{mmw} А. Ф. Лебедевым было предложено три метода: 1) метод центрифугирования, где избыточная вода удаляется из образца при ускорении $70\ 000\ \text{см}/\text{с}^2$; 2) метод высоких колонн, где величина w_{mmw} определяется по влажности грунта в верхней части трубки с грунтом (при его капиллярной подпитке снизу), т. е. на уровне верхней части капиллярной каймы; 3) метод влагоемких сред, основанный на удалении избыточной влаги из образца с помощью слоев фильтровальной бумаги. Последний метод был усовершенствован после детальных методических исследований А. М. Васильевым, пытавшимся устранить некоторые условности, имеющиеся в методе влагоемких сред. Ниже приведем методику определения максимальной молекулярной влагоемкости в модификации А. М. Васильева.

Пробу воздушно-сухого грунта растирают и пропускают ее через сито с отверстиями 0,5 мм. 50–70 г грунта в фарфоровой чашке замешивают с водой до образования достаточно густой пасты. Затем на кусочек ткани (батиста или марли), помещенного на металлический диск, укладывают металлический шаблон толщиной 2 мм с отверстием диаметром 5 см. Отверстие шаблона с помощью ножа заполняют грунтовой пастой заподлицо с поверхностью шаблона. Шаблон снимают, на полученный образец грунта кладут второй кусочек ткани, после чего образец грунта вместе с кусочками ткани помещают между двумя пакетами фильтровальной бумаги (по 20 листов в каждом пакете), помещают все под гидравлический пресс и доводят уплотняющую нагрузку на образец до $65,5\ \text{кг}/\text{см}^2$ (с учетом площади исследуемого образца при его диаметре 5 см).

Время нахождения образца под давлением для песков и супесей составляет 10 мин, а для суглинков и глин – 30 мин.

После разгрузки образец освобождают от бумаги и, разломав его, помещают в стеклянный бюкс для определения влажности, т. е. максимальной молекулярной влагоемкости.

В зависимости от величины максимальной молекулярной влагоемкости w_{mmw} грунты можно классифицировать так: пески – менее 7; супеси – от 7 до 15; суглинки – от 15 до 30 и глины – более 30 %.

Определение влажности грунта на границе раскатывания – нижнего предела пластичности. Влажностью на границе раскатывания или

нижнего предела пластичности w_p грунта называется влажность, выраженная в %, при которой глинистый грунт переходит из твердого в пластичное состояние. Величина w_p обычно несколько превышает влажность максимальной молекулярной влагоемкости w_{mmw} . Этот показатель также, как и влажность на границе текучести (верхний предел пластичности) w_L , является характеристической влажностью, или пределом, отражающим наличие в глинистом грунте определенных категорий влаги и проявление пластических свойств, которые характерны для глинистых грунтов (глин, суглинков и супесей).

Нижний предел пластичности w_p используется для расчета числа пластичности $I_p = w_L - w_p$, показателя консистенции или степени текучести $I_L = (w - w_p) / (w_L - w_p)$, при классификации глинистых грунтов (таблицы 2.22, 2.23), определении расчетных сопротивлений грунтов, а также для косвенной оценки их минерального состава, дисперсности и ряда физико-химических свойств, что наряду с простотой его определения обуславливает широкое применение этого показателя в инженерно-геологических исследованиях.

Таблица 2.22 – Классификация глинистых грунтов по числу пластичности (по СТБ 943–2007)

Наименование глинистого грунта	Число пластичности I_p , %
Супесь	$1 < I_p \leq 7$
Суглинок	$7 < I_p \leq 17$
Глина	$I_p > 17$

Таблица 2.23 – Подразделение глинистых грунтов по показателю текучести (по ГОСТ 25100–2011)

Наименование глинистого грунта	Показатель текучести I_L , д.е.
Супесь:	
- твердая	$I_L < 0$
- пластичная	$0 \leq I_L \leq 1,00$
- текучая	$I_L > 1,00$
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	$I_L > 1,00$

Необходимо при этом отметить, что величина w_p отражает проявление пластических свойств грунта в состоянии нарушенной структуры. Для определения w_p предложено много различных методов,

среди которых наибольшее распространение получил метод раскатывания в жгут по ГОСТ 5180–84. В соответствии с ГОСТ данный метод определения w_p применяется для всех связных грунтов, за исключением тех, которые содержат много растительных остатков – торфа, перегноя и т. д.

Суть метода заключается в том, что из грунта, растертого после просушивания и просеянного через сито с ячейками 1 мм, и воды приготавливают в фарфоровой чашке густое грунтовое тесто. Полученную массу тщательно перемешивают, берут из нее небольшой комочек и раскатывают пальцами на гладкой деревянной дощечке (или на ладони) до образования жгута диаметром около 3 мм (рисунок 2.57). Раскатывание ведут, слегка нажимая на жгут.

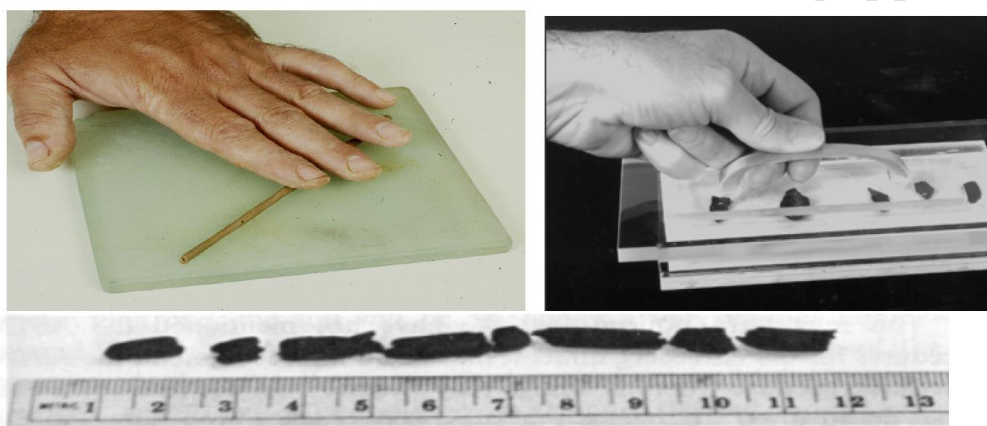


Рисунок 2.57 – Определение влажности нижнего предела пластичности грунта методом раскатывания в жгут

Если при указанной толщине жгут не крошится и не покрывается трещинами, его собирают в комочки и вновь раскатывают до требуемой толщины. Искомый нижний предел пластичности считается найденным, когда жгут толщиной около 3 мм начнет покрываться по всей длине поперечными трещинками и крошиться. Подобренные таким образом кусочки жгута собирают в заранее взвешенный бюкс в количестве не менее 10 г и затем определяют их весовую влажность (см. выше). Взвешивание производят с точностью до 0,01 г, влажность рассчитывается с точностью до 1 %, а при влажности менее 30 % – с точностью до 0,1 %.

Определение влажности грунта на границе текучести – верхнего предела пластичности. Влажностью на границе текучести или верхнего предела пластичности w_L грунта называется влажность, выраженная в %, при которой грунт переходит из пластичного в текучее состояние. Величина w_L глинистых грунтов обычно близка к влажности их свободного набухания, но несколько ниже этого показателя.

Как и влажность нижнего предела пластичности w_p , граница текучести w_L является характеристической влажностью данного грунта, отражающей наличие в нем определенных категорий влаги и проявление пластических свойств в интервале от w_p до w_L . Величина влажности верхнего предела пластичности w_L используется для оценки числа пластичности I_p , степени текучести I_L (показателя консистенции), оценки расчетных сопротивлений грунтов и устойчивости грунтов в котлованах, выемках и т. п., а также для косвенной характеристики минерального состава, дисперсности и ряда физико-химических свойств, используемых в инженерно-геологических исследованиях. Влажность грунта на границе текучести w_L определяется ударным способом в чашке по Аттербергу, на специальном кулачковом приборе Казагранде, а также по методу А. М. Васильева (1949) с помощью балансира конуса (ГОСТ 5180–84). Последний метод применим для определения w_L любых несцементированных грунтов, за исключением тех, которые содержат значительное количество растительных остатков (торфа и т. п.).

Метод определения влажности грунта на границе текучести Аттерберга состоит в том, что приготовленную грунтовую густую пасту помещают в специальную чашку и раскладывают слоем 1 см, поверхность грунта разравнивают и разрезают V-образным шпателем на две равные части так, чтобы образовалась щель шириной по дну 1–1,5 мм и на поверхности грунта 2–3 мм. После этого чашку с грунтом трижды бросают на стол с высоты 6 см. Если после трех падений части грунта в чашке начнут сливаться так, что заполняется щель между ними на высоту 1 мм и длину 1,5–2 см, то данное увлажнение соответствует нижнему пределу текучести грунта. Если слияние не наблюдается, то к грунту добавляют немного воды и вновь повторяют все операции. При избытке воды слияние грунтовой массы наблюдается уже после первого или второго падения. В этом случае в исследуемый образец добавляют немного сухого грунта, тщательно перемешивают и продолжают испытания. Когда необходимое увлажнение грунтовой массы достигнуто, из чашки берут 10–15 г грунта и определяют его влажность весовым методом.

Прибор Казагранде состоит из съемной латунной чашки (рисунок 2.58), которая при помощи кулачкового привода сбрасывается на основание из твердой резины. Как и в методе Аттерберга, грунт в чашке делится ножом на две части V-образным надрезом, после чего в нем остается бороздка шириной 1,25 см. Если при вращении ручки прибора (или вращений при помощи электропривода) приблизительно после 23–26 падений чашки с высоты 1 см бороздка

затягивается, то считается, что влажность грунта достигла верхнего предела пластичности или границы текучести. По результатам испытания строится график зависимости влажности от количества падений чашки, по которому определяют предел пластичности как влажность, соответствующую 25 падениям чашки (рисунок 2.59).



Рисунок 2.58 – Определение влажности верхнего предела пластичности грунта на приборе Казагранде

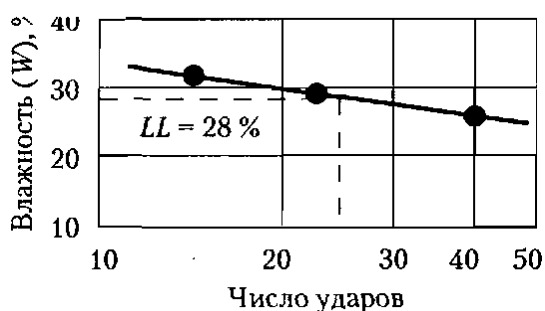
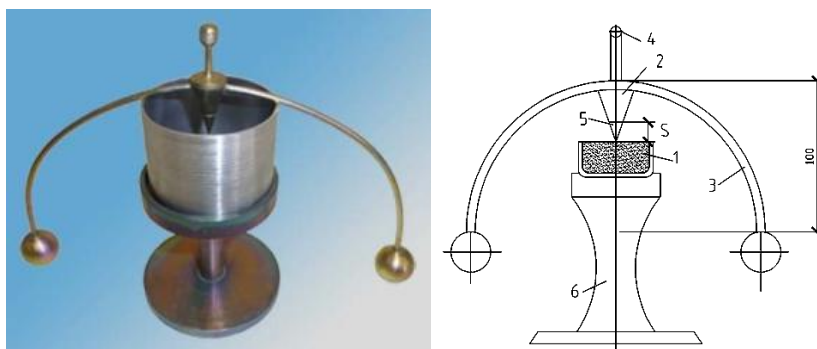


Рисунок 2.59 – Кривая текучести или верхнего предела пластичности грунта (по Казагранде)

Метод балансного конуса А. М. Васильева (ГОСТ 5180–84) основан на том, что границу текучести определяют как влажность приготовленной из исследуемого грунта пасты, при которой балансный конус (рисунок 2.60) весом 76 г под действием собственного веса погружается за 5 с на глубину 10 мм. Если конус погружается на глубину менее 10 мм, то к грунтовой пасте добавляют воду и после тщательного перемешивания снова повторяют опыт. Если конус погружается на глубину более 10 мм, в этом случае из пасты посредством подсушивания удаляют избыток воды и после перемешивания повторяют опыт до тех пор, пока консистенция пасты не достигнет искомой влажностной границы.

По достижении искомой влажности отбирают пробу грунта массой не менее 10 г и определяют обычным способом его весовую влажность. Взвешивание производят с точностью до 0,01 г, влажность рассчитывается с точностью до 1 %, а при влажности менее 30 % – с точностью до 0,1 %.



- 1 – грунт; 2 – конус 30°; 3 – коромысло с двумя балансируемыми шарами;
4 – ручка; 5 – круговая метка; 6 – подставка

Рисунок 2.60 – Балансирный конус А. М. Васильева для определения влажности верхнего предела пластичности

Химический состав жидкой компоненты грунтов характеризует содержание водорастворимых веществ в поровом растворе грунта при естественной влажности. Соотношение различных компонентов, определенных в поровом растворе, отвечает реальному составу и состоянию грунта по сравнению с результатами анализа водной вытяжки и объективно отражает свойства грунта.

Для изучения состава жидкости фазы грунтов проводят анализ выделенных из них поровых вод. Для получения поровых растворов из глинистых, органоминеральных и органических грунтов рекомендуется метод прессования с применением пресс-форм конструкции П. А. Крюкова. Выделение растворов из пылеватых легких глин, суглинков и супесей целесообразно выполнять *методом замещения* другими жидкостями. В этом методе узкие высокие трубки из стекла или пластмассы наполняются примерно на 4/5 длины исследуемым грунтом с естественной влажностью; сверху в трубку наливается вытесняющая жидкость. Просачиваясь под влиянием силы тяжести в грунт, эта жидкость вытесняет поровый раствор, который собирается в приемник у нижнего конца трубки. Наиболее удобен для этой цели этиловый спирт.

По мере вытеснения из приемника раствор отдельными частями сливается в стаканчик или колбу. Когда вытеснение раствора подходит к концу, раствор собирают небольшими порциями и, прежде чем слить в общий приемник, качественно с помощью реактивов определяют отсутствие следов спирта. Качественную реакцию на спирт удобно проводить в фарфоровой чашечке емкостью 15–20 мл, на фоне которой легко улавливается красное окрашивание от следов спирта. Весь собранный раствор вместе со стаканчиком взвешивают и определяют его весовое количество. Для улучшения фильтрационных свойств исследуемых грунтов рекомендуется смешивать их с хорошо промытым кварцевым песком.

Метод отжима порового раствора основан на использовании аппаратуры, позволяющей создавать широкий интервал давлений и исследовать объекты с различной влажностью. Условия, в которых производится отпрессовывание поровых растворов, зависят от состава и свойств грунтов: влажности, гидрофильности и водопроницаемости.

Для выделения растворов из грунтов с высокой влажностью требуются приборы, рассчитанные не на очень высокие давления (до 100 МПа); приборы же, рассчитанные на максимально достижимые давления (до 2 000 МПа), предназначаются для выделения поровых растворов из грунтов с небольшой влажностью. Давлением 2 000 МПа ограничиваются условия существования водных растворов в земной коре, а также требования к экспериментальной технике, служащей для получения этих растворов. В качестве источников давления для отжимания растворов чаще всего применяются гидравлические прессы, хотя можно использовать винтовые или рычажные прессы, особенно для создания небольших давлений. Для выделения растворов из илов и водонасыщенных грунтов (при влажности более 35 %) может быть использован метод центрифугирования с применением обычных центрифужных пробирок.

Методы анализа порового раствора, если он получен в достаточном количестве, могут быть обычными, которые применяют при анализе водных вытяжек (см. п. 2.1.2). Если количество раствора незначительно, но раствор достаточно концентрирован, можно использовать для некоторых определений разбавление или вести работу с небольшими объемами. В тех случаях, когда приходится иметь дело с растворами незначительной концентрации солей и с небольшими объемами, необходимо вести анализ раствора микрометодами. В поровых водах определяют CO_3^{2-} ; HCO_3^- ; Cl^- ; SO_4^{2-} ; HSiO_3^- ; Ca^{2+} ; Mg^{2+} ; Na^+ ; K^+ ; Fe^{2+} ; Fe^{3+} и содержание органических веществ.

2.3. Газовая компонента грунтов

2.3.1. Происхождение, состав и состояние газовой компоненты грунтов

Газы в грунтах по условиям и особенностям происхождения генезиса могут быть природными и антропогенными (или техногенными). Состав их существенно различен.

Среди природных газов выделяется три генетических типа – 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. При этом 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, поскольку содержат примеси, поступающие из атмосферы.

Газы геологического происхождения (эндогенного и экзогенного) формируются в ходе магматических, метаморфических и радиогенных процессов, а также в результате осадочного процесса. Они являются продуктом различных химических реакций, происходящих при формировании минералов и пород на разных этапах литогенеза. Подземная атмосфера имеет условную нижнюю границу на глубинах 60–100 км, где давление достигает таких больших величин, при которых невозможно существование газообразных веществ. Общее количество газа лишь в осадочной толще оценивается в $2,14 \times 10^{14}$ т, в том числе $0,97 \times 10^{14}$ т CH_4 , $0,60 \times 10^{14}$ т CO_2 и $0,56 \times 10^{14}$ т N_2 . На прочие газы приходится около $0,01 \times 10^{14}$ т. Состав и особенности газов подземной атмосферы в разных частях земной коры неодинаковы. Среди природных газов геологического происхождения выделяются четыре генетические группы.

Вулканические газы поступают вместе с магмой из глубоких недр Земли, связаны с дегазацией мантии и выделяются в атмосферу. Главными в составе вулканических газов являются пары воды (до 90–95 %). Затем следуют CO_2 , H_2 , SO_2 , H_2S , HCl , HF , в виде примесей в них содержатся CO , N_2 , NH_3 , Ar , He , а также органические соединения. Состав вулканических газов зависит от температуры и неодинаков в различных вулканических областях. Вулканические газы насыщают толщи вулканических отложений вблизи вулканов, проникают в пепловые отложения, туфы и в итоге выделяются в атмосферу.

Изучение спонтанных газов гидротермальных источников в районах сейсмической активности позволило идентифицировать в их составе более 60 неорганических и органических соединений. Последние представлены углеводородами, легколетучими карбонильными соединениями и спиртами, галогенуглеводородами (CCl_4 , CFC_1_3 , CF_2C_1_2 и др.).

Газы катагенетические возникают в зоне катагенеза горных пород в результате преобразования органического вещества.

При погружении осадочных пород на глубину и одновременном увеличении давления от 10 до 200–250 МПа и температуры от 25–30°С до 250–300 °С содержащееся в них органическое вещество преобразуется в уголь. Это сопровождается выделением газа, в основном метана и других горючих углеводородов. Газовыделение метана в горные выработки сопровождает добычу угля.

Метаморфические газы образуются вслед за катагенезом на стадиях метаморфизма горных пород вплоть до их расплавления, при котором выделяются так называемые газы возрождения. О них судят по газовыделениям на земную поверхность или по включениям в закрытых порах и кристаллических решетках минералов (окклюдируемые газы). Дегазация недр планеты происходит по всей ее поверхности, но наиболее интенсивно по бесчисленным разломам земной коры. В составе газов в зонах тектонических нарушений присутствуют пары воды (H₂O), а также CO₂, N₂, H₂S и H₂; основным компонентом является CO₂, за ним по величине средней концентрации и частоте встречаемости следует N₂.

К *газам атмосферного происхождения* 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. Поэтому их состав близок к атмосферному воздуху.

Газы зоны аэрации представлены CO₂, N₂, O₂, наиболее важные примеси – Ar (и другие благородные газы), CH₄, H₂. Преимущественно воздушными по происхождению являются азот, кислород и благородные газы. В почвенной части грунтовой толщи кислорода и азота, как правило, меньше, чем в атмосфере. Это объясняется тем, что в почве происходят процессы их поглощения и выделение углекислоты. Общее количество водяного пара в грунте не превышает 0,001 % от веса грунта. Газы грунтов зоны аэрации чаще всего являются эпигенетическими, так как содержат примеси, поступающие из атмосферы.

Биогенные газы формируются за счет жизнедеятельности в них различных организмов – от одноклеточных бактерий до высших растений и животных. Эти газы в грунтах представляют главным образом органические соединения. Выделение этих веществ в грунты происходит в процессах дыхания, выброса отходов метаболизма и в результате деятельности органов внешней секреции. В настоящее время считается, что природная биоэмиссия органических газов в грунтах значительно превосходит техногенную. Кроме того, состав

этих компонентов чрезвычайно разнообразен и насчитывает тысячи наименований.

На первом месте по объему биогазов в грунтах стоят природные горючие газы (метан CH_4 и его гомологи). Их скопления в нижних толщах земной коры могут достигать колоссальных размеров, что имеет большое практическое значение. Иногда метан в качестве примеси содержится в метаморфических породах, в отдельных случаях его выделяется сравнительно много. Природные горючие газы состоят из метана (до 98 %), а также из смеси этана, пропана, бутана, изобутана и пентана. Шахтный метан возникает в процессе трансформации органических остатков в уголь под влиянием высоких давлений и температур.

Интенсивное образование метана может происходить и в приповерхностных грунтовых толщах с участием анаэробных микроорганизмов, являющихся конечным звеном трофической пищевой цепи и разлагающих органические компоненты грунтов. Поэтому биоэмиссия метана наиболее интенсивно происходит в грунтах, богатых органикой.

Глобальная биоэмиссия метана на Земле составляет около $0,6 \times 10^9$ т/год, однако значительная доля этого количества улетучивается в атмосферу, и лишь часть при определенных условиях захоранивается и накапливается в грунтовых толщах. Интенсивность выделения метана из болот меняется в широких пределах. Так, например, величина эмиссии метана в западносибирских болотах колеблется, по данным Н. М. Бажина (2000), в интервале от 0,1 до 40 мг/(м²×ч).

Метан биогенного происхождения широко распространен и в песчаных грунтах криолитозоны. Особенности криогенного строения мерзлых толщ часто способствуют консервации метана. Чаще всего газы в мерзлых грунтах содержатся в породах с массивной криогенной текстурой.

Естественным источником генерации биогенного метана являются и обитающие в грунтах насекомые, особенно термиты. Глобальное выделение ими метана сопоставимо по масштабу с выделением метана всеми озерными отложениями (Бажин, 2000).

Кроме метана биохимическим путем (в основном при бактериальном разложении органических веществ и реже при восстановлении минеральных солей) образуются углекислый газ (CO_2), а также сероводород (H_2S) и водород (H_2). При этом наибольшее значение среди биохимических газов имеет CO_2 . Так, количество его в почвенном воздухе составляет от 0,2 до 2 % (по объему). Он возникает в результате сложных процессов бактериального окисления и разложения органического вещества почв. Исследования показали, что между

количеством разложившегося органического вещества и объемом выделяемого CO_2 существует прямая связь.

Содержание биогенных газов в грунтах зависит от многих факторов, главными из которых являются количество органического вещества в грунте и скорость его разложения, температура и физико-химические условия среды. Кроме того, биогенные газы в зоне аэрации взаимодействуют с атмосферным воздухом, особенно в верхних горизонтах почв и горных пород. При этом часть продуцируемых биогазов может улетучиваться в атмосферу. Интенсивность этого процесса определяется газопроницаемостью данного грунта, определяющей скорость газообмена.

Количество CO_2 в порах почв и пород зоны аэрации не постоянно даже в течение суток. Это обусловлено изменением суточной активности микроорганизмов, продуцирующих газы, которая в свою очередь зависит от суточного хода температуры и изменения физико-химических условий среды, влияющих на скорость диффузии продуцируемого CO_2 в атмосферу.

Присутствие CH_4 и H_2 в грунтах свидетельствует о том, что, несмотря на окислительную обстановку, в них идут и восстановительные бактериальные процессы. Однако интенсивность их невелика, в связи с чем содержание CH_4 и H_2 обычно не превышает 10^{-4} – 10^{-3} %. В результате газообмена все газообразные вещества, формирующиеся в почве и залегающих ниже грунтах, также попадают в атмосферу; при этом CH_4 и H_2 окисляются.

Техногенные газы являются результатом хозяйственной деятельности человека. В грунтах на городских и прилегающих к ним территориях содержится широкий спектр техногенных газов. Наибольшее количество газов попадает в грунты в районах захороненных свалок, в которых из-за разложения органических компонентов длительное время продолжается газогенерация. В процессе газогенерации состав выделяемых газов в различные периоды изменяется. Захороненные отходы выделяют в окружающие толщи серосодержащие газообразные соединения (метилмеркаптан, диметилсульфид, диметилдисульфид, сероуглерод и др.), ароматические и непредельные углеводороды, терпены, спирты и карбонильные соединения, а в наибольших количествах метан. Подсчитано, что 1 т захороненных отходов в течение 25 лет выделяет 25–30 м³ метана, причем 70 % этого количества выделяется в первые 10 лет (Зеленин, 1998). В развитых странах на свалки вывозится примерно 1,8 кг мусора в день в расчете на одного человека. Примерно 10 % этой массы может перерабатываться в метан.

Значительное количество метана образуется при сельскохозяйственной деятельности, особенно при выращивании риса. При этом одна его часть аккумулируется в иле, а другая выделяется в атмосферу. Большой поток метана от рисовых полей обусловлен резким ускорением транспорта метана внутри полостей в стеблях риса, так как диффузия метана происходит в воздушной среде, а не в воде. Поток метана с рисовых полей достигает в среднем $2,3 \text{ мг}/(\text{м}^2 \times \text{ч})$.

Кроме органических газов, радон также имеет техногенное происхождение. Он может генерироваться строительными материалами при больших содержаниях в них урана и тория и проникать в грунты.

По химическому составу все газы в грунтах делятся на три основные группы по преобладающему компоненту: 1) углеводородные, 2) азотные, 3) углекислотные. «Чистые» газы в грунтах практически никогда не встречаются: из-за способности газов легко смешиваться друг с другом они чаще всего в грунтах представляют собой газовые смеси сложного состава.

Состояние газов в грунтах. 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. На изменение физических и физико-механических характеристик грунтов влияет содержание как адсорбированных, так и свободных и защемленных газов.

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. Свободные газы в грунтах зоны аэрации находятся под атмосферным давлением, а в грунтах, отделенных от атмосферы малопроницаемыми породами, они могут находиться под высоким давлением, вплоть до образования сжиженных газов. Давление в свободном газе определяется законом Клапейрона–Менделеева.

Адсорбированные газы удерживаются на поверхности грунтовых частиц под воздействием молекулярных сил притяжения. Благодаря этим силам в сухом грунте на поверхности частиц образуются полимолекулярные газовые «пленки», нижние слои которых находятся под давлением в несколько десятков или даже сотен МПа; верхние слои менее прочно связаны с грунтовыми частицами – испытываемое ими давление близко к атмосферному. 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. Для кварцевого мелкозернистого песка содержание адсорбированных газов было меньше 1 см³ на 100 г, т. е. в несколько раз меньше его обычного содержания в почвах. Интенсивность адсорбции элементов, составляющих газовую компоненту, на поверхности минеральных частиц меняется в ряду: CO₂ > N₂ > O₂ > H₂, поэтому адсорбированные газы по составу отличаются от газов, находящихся в свободном состоянии. При увлажнении грунта происходит вытеснение адсорбированных газов водной пленкой.

Защемленные газы образуются на отдельных участках грунта при одновременном избыточном увлажнении снизу и сверху. Защемленные газы могут занимать значительные участки внутри грунтов или находиться только в небольших количествах в тончайших микропорах. В отличие от адсорбированных, максимальное количество защемленных газов образуется при оптимальной влажности грунта. Защемленные газы могут занимать в глинистых грунтах до 20–25 % от объема пор. Давление в пузырьках защемленного воздуха зависит от поверхностного натяжения воды на контакте с воздухом. Оно превышает давление в окружающей капиллярной воде на величину капиллярного давления, определяемого уравнением Лапласа: $P_{\text{кап}} = 2\sigma/r$, где σ – коэффициент поверхностного натяжения воды; r – радиус пузырька защемленного воздуха.

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 CO₂ в воде), сернокислотную и др. Согласно закону Генри, отношение мольного объема растворенного газа к объему жидкости при данной температуре и давлении – величина постоянная, называемая коэффициентом растворимости, или коэффициентом Генри. В то же время следует иметь в виду, что многие газы (например, HNO₂, NH₄, CH₂O, SO₂ и др.) могут обладать повышенной растворимостью за счет образования и растворения других химических форм. На образование растворенных газов существенно влияет температура и давление: с увеличением давления растворимость большинства газов возрастает, поэтому их количество в земной коре увеличивается с глубиной. Но по мере нагревания воды количество растворенного воздуха в ней уменьшается.

Сопоставление количества газов, сосредоточенных в месторождениях нефти, газа, угля и рассеянных в породах, показывает, что основная масса присутствует в осадочных породах в рассеянном состоянии (Грунтоведение, 2005) [35].

Состояние газов в грунтах криолитозоны отличается от аналогичных талых или немерзлых грунтов. Это обусловлено особенностями и характером термодинамического равновесия газов, незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах. Газы способны растворяться во льду, хотя не так интенсивно, как в воде. Так, растворимость метана во льду ниже растворимости в воде на 3 порядка (Грунтоведение, 2005) [35].

Защемленные газы в порах грунта часто находятся под давлением, создаваемым разными причинами, например движением фронта промерзания, фазовыми переходами в промерзающей породе (кристаллизационным давлением), капиллярной пропиткой толщи, увеличением гидростатического давления, увеличением температуры и др. В состоянии равновесия это давление равно давлению в жидкой фазе, контактирующей с газом и обуславливающей так называемое поровое давление. Величина порового давления влияет на многие физико-механические свойства грунтов, в частности на их прочность и сжимаемость под нагрузкой. Сжимаясь, пузырьки защемленных газов уменьшают свой объем и при определенном соотношении диаметра и размера пор могут перейти из защемленного состояния в свободное, что может сопровождаться резким прорывом газов из пор грунта и сбросом порового давления. Подобное явление может вызывать разрушение земляных насыпей, дамб и т. п. (Грунтоведение, 1983) [34].

2.3.2. Показатели, характеризующие газовую компоненту в грунтах, и методы их определения

Газы в любом состоянии оказывают влияние на различные свойства грунтов. Поскольку физические характеристики газов резко отличаются от аналогичных параметров твердой и жидкой части грунта, то наиболее существенно от газосодержания зависят физические характеристики грунтов – их плотность, теплофизические параметры (теплоемкость, теплопроводность и др.), проницаемость, а также физико-механические свойства. На изменение физических, физико-химических и физико-механических характеристик грунтов влияет содержание как адсорбированных, так и свободных и защемленных газов. При этом чем больше газов в грунте, тем более различаются их свойства.

Количественное содержание газов в грунте оценивается показателями его газоносности и воздухоемкости. 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 зависит от внешнего давления: с повышением давления 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). В соответствии с этим выделяют два показателя: объемную и массовую газоносность.

Объемная газоносность (Γ_v) характеризует общее содержание свободных и адсорбированных газов в единице объема грунта (V) и численно равна объему газа, содержащемуся в 1 см³ грунта при данных условиях (давлении):

$$\Gamma_v = V_r / V,$$

где V_r – объем газа, содержащегося в грунте;
 V – объем грунта.

Величина Γ_v измеряется в см³/см³ или м³/м³.

Массовая газоносность (Γ_m) характеризует общее содержание свободных и адсорбированных газов в единице массы грунта (m) и численно равна объему газа, содержащемуся в 1 г грунта при данных условиях (давлении):

$$\Gamma_m = V_r / m,$$

где V_r – объем газа, содержащегося в грунте;
 m – масса грунта.

Величина Γ_m измеряется в см³/г или м³/т.

Газосодержание грунта (Γ) характеризует относительный объем газа, содержащийся в порах грунта. Оно численно равно отношению объема газа в порах грунта к объему всего грунта:

$$\Gamma_v = (V_r / V) \times 100,$$

где V_r – объем газа, занимаемый в порах грунта;
 V – объем грунта.

Величина G измеряется в %, она зависит от влажности и меняется от нуля (при отсутствии газов и полном водонасыщении) до величины, соответствующей пористости данного грунта (при полном заполнении пор воздухом).

Величина максимального газосодержания данного грунта, соответствующая его пористости и определяемая при полном заполнении всех пор газом (отсутствии влаги), называется воздухоемкостью грунта (V) и измеряется как и пористость, в %. Численно величина воздухоемкости равна пористости грунта.

Подобно тому, как для оценки степени заполнения пор водой служит коэффициент (степень) влажности S_r , так и для оценки степени заполнения пор газом используют коэффициент воздухоудержания или аэрации (G_r), который равен отношению объема газа в порах (V_r) к общему объему пор (V_p) грунта:

$$G_r = V_r / V_p.$$

Эта величина измеряется в долях единицы и меняется в пределах от 0 (при отсутствии газа в порах) до 1 (при полном насыщении пор газом). Если в порах кроме воздуха содержится и вода, то коэффициент аэрации рассчитывают через степень влажности грунта по формуле: $G_r = 1 - S_r$.

Для определения количественного содержания газообразного компонента пород необходимо знать конечный объем образца, из которого жидкостью вытесняется газ. С этой целью может применяться металлический цилиндр емкостью примерно 1 л, высотой 10 см и диаметром 10,5 см, имеющий на одном конце режущий край. Острым краем цилиндр ставится на грунт и забивается до полного погружения. После этого стакан освобождается от окружающего грунта и плотно закрывается крышкой. Затем грунт обрезают вокруг цилиндра, последний вынимается и плотно закрывается крышкой с другой стороны. Крышки необходимо одевать быстро, не оставляя зазора между стенками цилиндра и крышкой. Таким образом могут быть отобраны пробы из шурфа. При бурении инженерно-геологических скважин для этого могут быть использованы устройства типа обуривающего грунтоноса. Однако в таком случае следует ожидать некоторых потерь грунтового воздуха и изменения его состава при транспортировке снаряда на поверхность. Для вытеснения воздуха из грунта может быть применен бак емкостью 40–50 л. Цилиндр-пробоотборник помещают в бак с насыщенным раствором NaCl, а затем открывают нижнее отверстие крышки и верхний зажим. Вытесняемый воздух собирается в газоприемник, вытеснение продолжа-

ется 10–15 мин. Следует отметить, что в почвенных горизонтах, по данным В. П. Вершинина, за счет микробиологических процессов CO_2 накапливается со скоростью 1 % в час. Следовательно, необходимо проводить анализ вскоре после отбора пробы.

В лабораторных условиях с помощью приборов, сконструированных П. Ф. Мельниковым, можно определять количество адсорбированного и заземленного воздуха для грунтов с нарушенными структурными связями⁵. Определение адсорбированного воздуха производится, если влажность грунта не превышает значения максимальной гигроскопичности, при которой адсорбированный воздух отсутствует. Если нужно определить максимальную адсорбционную способность грунта, последний должен быть высушен до постоянной массы при температуре 105 °С.

Адсорбированный воздух вытесняется керосином и при переходе в свободное состояние резко увеличивает свой объем, а находясь в закрытом сосуде, повышает в нем давление. Изменение давления вызывает нарушение равновесия жидкости в коленах U-образного водяного манометра. С помощью бюретки, вмонтированной в прибор, можно выровнять уровни жидкости в манометре. Объем этой жидкости будет равен объему адсорбированного воздуха. Разделив найденный объем на массу навески сухого грунта и умножив на 100, получим объем адсорбированного воздуха на 100 г сухого грунта.

Определение воздуха открытых пор и заземленного имеет смысл для грунтов с влажностью, превышающей значение влажности максимальной гигроскопичности, так как в противном случае в грунте не будет образовываться водных пленок-перемычек, а следовательно, не может быть и заземленного воздуха. По методике П. Ф. Мельникова определяется воздух открытых пор, а количество заземленного воздуха оценивается расчетным путем. Расчет производится, исходя из положения, что общая пористость грунта при влажности больше значения максимальной гигроскопичности складывается из открытых пор и закрытых, занятых воздухом и водой.

Объем находящейся в грунте воды не будет строго соответствовать ее массе, а будет несколько меньше вследствие контракции объема при смачивании. Поэтому в расчеты следует вносить поправку K , получаемую в соответствии с формулой П. Ф. Мельникова

$$K = m_1 - (m_0 + m - (m/\rho_s)) / m,$$

⁵ Более подробно методы определения содержания газов в грунтах описаны в книге «Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород»: в 2-х томах / под ред. Е.М. Сергеева. – М.: Недра, 1984.

где m_1 – масса пикнометра с водой и грунтом;
 m_0 – водное число пикнометра, т. е. масса пикнометра с водой;
 m – масса навески сухого грунта;
 ρ_s – плотность твердого компонента грунта, определенная в керосине.

Для оценки состава газов в грунтах в практике лабораторного анализа в настоящее время используются в основном газоанализаторы типа ВТИ–1 и ВТИ–2, а также адсорбционные газовые хроматографы. Некоторые анализы растворенных газов проводятся методами аналитической химии.

2.4. Биотическая компонента грунтов

2.4.1. Распространение, состав и количество биотической составляющей в грунтах

К биотической составляющей грунтов относятся различные живые организмы, для которых грунты служат временной или постоянной средой обитания. Область существования живых организмов в пределах литосферы называется литобиосферой, которая является частью биосферы Земли. Верхняя граница литобиосферы – это дневная поверхность земли, а нижняя определяется глубиной проникновения жизни в горные породы. Следы жизни обнаруживаются в керне пород, поднятом из скважин с глубины около 800 м; в подземных водах микроорганизмы обнаружены на глубинах в несколько километров. В процессе хозяйственной деятельности человек создает глубокие и сверхглубокие горные выработки (шахты, скважины) глубиной от 1–4 до 12 км и более, что позволяет живым организмам распространяться и на эти глубины.

Биотическая составляющая в грунтах, как и в биосфере в целом, весьма многообразна по видовому составу. В грунтоведении биоту условно делят на микро- и макроорганизмы. Их инженерно-геологическая роль в грунтах, количественное и массовое содержание различны. В грунтах обитают представители практически всех основных таксономических рангов системы органического мира – от одноклеточных организмов до млекопитающих.

Микроорганизмы составляют наиболее примитивные и древнейшие живые существа на Земле. К ним относятся доядерные организмы, объединяемые в надцарство прокариотов, а также наиболее простые формы ядерных организмов надцарства эукариотов. Из прокариотов в грунтах присутствуют такие микроорганизмы, как бакте-

рии и цианеи или цианобактерии, включая синезеленые водоросли; из эукариотов – низшие растения, куда входят низшие почвенные водоросли, низшие грибы и из царства животных – простейшие одноклеточные.

Бактерии в грунтах могут иметь гетеро- или автотрофное (обычно хемотрофное) питание. К ним относятся истинные бактерии, актиномицеты, миксобактерии, спирохеты, микоплазмы и др. Формы бактерий разнообразны: от шаровидной (кокки) до вытянутой, нитчатой и спиральной (рисунок 2.61). Форма бактерий – важнейший признак для выяснения их систематического положения.

Среди бактерий выделяют различные классы и порядки, в частности *зубактерии* – одноклеточные кокки, палочки и спирально извитые формы, спирохеты и др.; *трихобактерии* – многоклеточные нитчатой формы бактерии с поперечными перегородками; *железобактерии* – железоокисляющие и железовосстанавливающие, одноклеточные не нитчатые автотрофные бактерии; *тиобактерии*, или *серобактерии* – одноклеточные автотрофные серобактерии, а также сульфатовосстанавливающие, метанотрофные бактерии и др.

К серобактериям относятся микроорганизмы, окисляющие восстановленные соединения серы. Среди них выделяют фотосинтезирующие пурпурные и зеленые бактерии, окисляющие сероводород на свету; тионовые бактерии, а также собственно серобактерии – бесцветные микроорганизмы, в клетках которых содержатся включения кристаллической серы. Кроме специфической формы многие бактерии окрашены в специфические цвета. Например, *хромобактерии* фиолетового цвета.

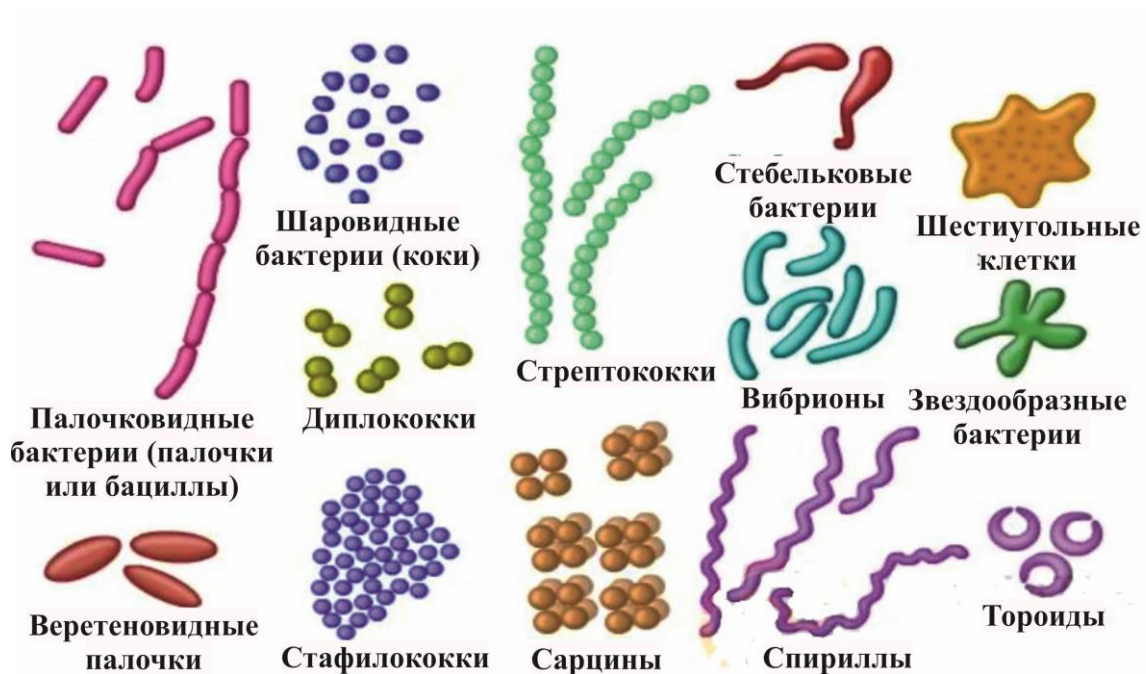


Рисунок 2.61 – Формы бактерий

Размеры бактерий меняются в широких пределах. Сравнительно большой размер имеет азотобактер длиной 3–5 микрон (рисунок 2.62).

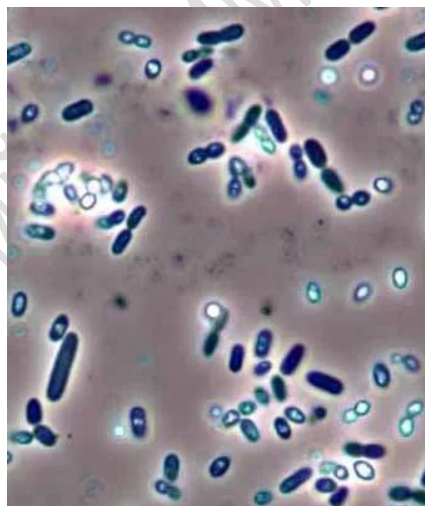


Рисунок 2.62 – Азотобактер под микроскопом

Эти бактерии широко распространены в почвах, особенно в известковых, они связывают атмосферный азот. Бактерия клостридий также способна связывать азот, распространена как в кислых, так и известковых почвах. Однако в отличие от азотобактера она живет в анаэробных условиях, т. е. без доступа атмосферного воздуха.

Общее расчетное число видов бактерий на Земле достигает 40 тыс., но из них пока известно около 12 %.

Цианобактерии – прокариоты, характеризующиеся автотрофным питанием (фотосинтетическим), при фотосинтезе они выделяют молекулярный кислород (рисунок 2.63).

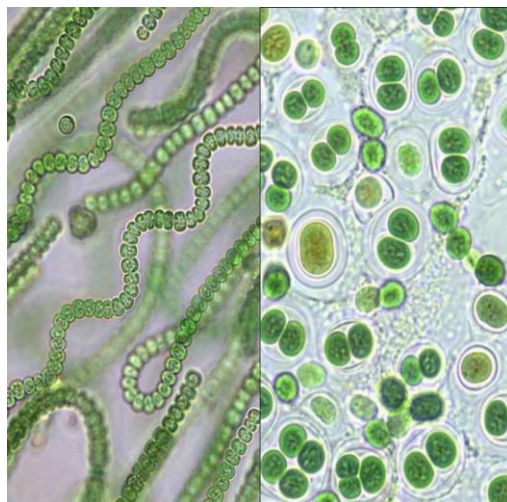


Рисунок 2.63 – Цианобактерии под микроскопом

К ним относятся широко распространенные в почвах и подпочвенных породах *синезеленые водоросли*. Кроме них в грунтах часто встречаются другие низшие водоросли, относящиеся уже к эукариотам. Они представляют совокупность нескольких обособленных низших автотрофных организмов, относящихся к трем отделам: *зеленые*, *желто-зеленые* и *диатомовые водоросли*. Диатомовые водоросли размером от 4 до 500 мкм редко достигают 2 000 мкм. В этом типе насчитывается свыше 200 родов и более 8000 видов.

Общее расчетное число видов водорослей на Земле достигает около 60 тыс., но описано пока около 67 %.

Низшие грибы среди микроорганизмов в грунтах представлены различными споровыми слизистыми формами с абсорбтивным питанием. Чаще всего это формы, прикрепленные к твердой фазе грунта. К низшим грибам относятся *дрожжи*, или *сахаромицеты* – одноклеточные организмы, питающиеся сахаристыми веществами.

Из царства *животных* микроорганизмы в грунтах представлены *простейшими*, состоящими из одной клетки или колоний. Расчетное число видов простейших на Земле составляет около 100 тыс., из них пока известно около одной трети, т. е. 31 %.

Из простейших в почвах и других грунтах наиболее широко распространены корненожки, жгутиконосцы и инфузории. Своеобразную группу корненожек образуют фораминиферы (рисунок 2.64).



Рисунок 2.64 – Форамениферы

К **макроорганизмам**, существующим в грунтах, относятся различные растения (главным образом высшие), грибы и многоклеточные животные. Общим для них является то, что грунты для них являются временной или постоянной средой обитания.

Число видов высших **растений** на Земле составляет около 270 тыс., подавляющая их часть ведет прикрепленный образ жизни, и субстратом для них являются почвы или иные грунты. На территории стран СНГ распространено более 20 тыс. видов растений, из которых менее 2 000 видов – деревья и кустарники, а около 18 тыс. видов – травянистые растения.

Среди микробиотических составляющих грунтов огромная роль принадлежит **грибам** – гетеротрофным эукариотным организмам, питающимся осмотрфно и сочетающим в себе признаки растений и животных. Среди различных экологических групп грибов с инженерно-геологической точки зрения наиболее важны почвенные грибы. Наряду с бактериями, грибы – редуценты, разлагающие сложные органические соединения до более простых. Они характеризуются наибольшим видовым разнообразием. Число их видов составляет около 1,5 млн, однако описано пока около 5% видов грибов, при этом подавляющая их часть обитает в почвах и других грунтах.

Животные, обитающие в грунтах, представлены как беспозвоночными, так и позвоночными формами. Современная зоология насчитывает 72 класса животных, объединенных в 23 типа. Из них почвенные формы имеются в 19 классах из 10 типов, т. е. почти в четверти известных форм.

Среди **беспозвоночных** в почвах и других грунтах широко распространены так называемые первичноротые – червеобразные, моллюски и членистоногие, включая насекомых (рисунок 2.65).



Рисунок 2.65 – Обитатели почв

Нематоды – низшие круглые черви, свободноживущие формы которых характеризуются мелкими размерами и обитают практически во всех почвах, в илах и других фунтах. Их количество может превышать 1 млн особей на 1 м² грунта. Общее число видов нематод составляет около 500 тыс., но лишь 3 % из них известно науке. Среди почвенных нематод много фитопаразитов и хищников, питающихся простейшими и более мелкими нематодами. Установлено, что нематоды ежедневно могут поедать такое количество бактерий, которое превосходит их собственную массу в 10 раз. К низшим же червям относятся и *немертины*, среди которых насчитывается около 1 000 видов. Их свободноживущие формы также обитают в илах и почвах.

Среди других беспозвоночных огромная роль в почвах принадлежит *кольчатым червям*. В этот тип объединяется класс щетинконогих червей, внутри которого выделено несколько подклассов. К мелким кольчатым червям относятся *энхитреиды* длиной до 10–25 мм и обитающие в кислых почвах. В подклассе *малощетинковых червей* наиболее известны дождевые черви. Их роль в формировании почв огромна.

Многощетинковые черви обитают в основном в морских, океанических или пресноводных илах в водной среде. Они играют существенную роль в процессах диагенеза субаквальных отложений.

Из *моллюсков*, насчитывающих около 100 тыс. видов, в грунтах распространены лишь брюхоногие и двустворчатые – типичные обитатели пресноводных и морских илов.

Членистоногие животные широко распространены в различных типах почв, илов и иных грунтов. К таковым относятся ракообразные, паукообразные, многоножки, кивсяки, бокодышащие и насекомые.

Среди *ракообразных* известно около 20 тыс. видов, многие из них – обитатели донных илов. Известны крабы, играющие заметную роль в почвообразовании на коралловых островах. Паукообразные объединяют около 35 тыс. видов, практически все они сухопутные, а значительная их часть связана с почвами и другими грунтами, для которых они служат укрытием или средой обитания.

К *паукообразным* относятся и почвенные клещи, среди которых известно около 1 500 видов, особенно многочисленны в почвах панцирные клещи – орибатидаы.

Многоножки – один из немногих классов животных, все представители которого обитают только в почвах. Число видов многоножек не очень велико, но количество их особей чрезвычайно большое во всех природно-климатических зонах Земли.

Кивсяки – типичные обитатели почвы, особенно богатой гумусом и гниющими растительными остатками.

Среди *насекомых*, обитающих или развивающихся в грунтах, необходимо отметить мельчайших ногохвосток или коллембол, в большом количестве встречающихся в почве, размер которых не превышает 1 мм. Они относятся к бескрылым низшим насекомым и встречаются практически повсеместно.

Из крылатых насекомых в почвах и грунтах обитают различные представители *прямокрылых*, в частности медведки с мощными роющими передними ножками, напоминающими лапы крота.

Обитают и развиваются в грунтах в стадиях личинок и другие насекомые, в том числе *тли*, *цикадовые*, *полужесткокрылые*, *жуки*. Среди последних особенно тесно с почвами связаны многие виды жужелиц, которые зимуют в почве, роют норы, выводят потомство и находят себе пищу. Большинство же других жуков в почве проводят зимовку во взрослой или личиночной стадии.

Термиты – общественные насекомые, живущие под землей или в термитниках – конусообразных сооружениях, достигающих высоты 6 м и более. В мире известно свыше 1500 видов термитов. Материалом для термитников служат частицы глинистого грунта, пропущенные через кишечник насекомого и превращающиеся в цементную массу. В почвах и различных других грунтах развиваются личинки многих видов насекомых из отрядов двукрылых, или мух, и чешуекрылых, или бабочек. Среди перепончатокрылых в почве устраивают глубокие гнезда земляные осы, многие виды муравьев, шмелей и др. Прекрасными подземными строителями считаются *осы-землекопы*, устраивающие свои гнезда в сухих песчано-пылеватых и лессовых грунтах, часто в обрывистых откосах. Многие из *перепончатокрылых*

насекомых (сфексы, одинеры, аммофилы и др.) используют частицы глины и почвы для строительства своих наземных гнезд.

Из *позвоночных животных* в грунтах обитают некоторые представители рыб (зарывающиеся в ил угри, миноги), а также земноводных (червяги, тритоны, лягушки), пресмыкающихся (ящерицы и змеи), птиц (зимородки, шурковые и др.) и млекопитающих (кроты, могоеры, цокоры, слепыши, пищухи, мышеобразные и хомякообразные, суслики, тушканчики, лисицы, енотовидные собаки, барсуки и др.).

Суммарное количество биотической составляющей в различных грунтах меняется в очень широких пределах. Живые организмы могут находиться в грунте лишь на поверхности твердой минеральной части, в поровом растворе, в порах, трещинах, кавернах и пустотах. Отсюда следует, например, что общая биомасса организмов в грунтах потенциально зависит от их пористости: чем она меньше, тем меньше биомасса. Например, в скальных грунтах с пористостью в десятые и сотые доли процента биомасса организмов не может быть значительной. С другой стороны, рыхлые, пористые грунты способны иметь значительную биомассу живой составляющей. К ним относятся почвы, сапропелево-торфяные грунты, лессы и лессовидные грунты, пески, супеси и др. Общая биомасса организмов в почвах (в сухом весе) может достигать 0,5 т/га, в некоторых случаях намного выше. Так, по данным Е. Н. Мишустина, для разных типов почв она может составлять 0,1–1,3 т/га (сухой вес). Наибольшая биомасса характерна для почв субтропических и тропических регионов, а также степных черноземов культурных агроценозов, богатых питательными компонентами для биоты. Наименьшая биомасса у почв тундровых регионов.

В лесной почве общая биомасса микроорганизмов (актиномицеты, бактерии, простейшие и нематоды) сравнительно незначительна (8–10 кг/га). В большинстве дисперсных грунтов эта величина почти на порядок меньше (менее 0,5–1 кг/га в зависимости от типа грунта). Тем не менее, несмотря на незначительную биомассу, роль и влияние микроорганизмов на состав, состояние и свойства грунтов значительны и даже больше, чем влияние макроорганизмов.

Весьма изменчив в почвах и других грунтах количественный состав микроорганизмов. Так, в среднем в 1 г почвы содержится 10^5 – 10^9 особей бактерий, около 10^3 – 10^6 клеток низших грибов и актиномицетов, 10^3 – 10^4 клеток низших водорослей и 10^2 – 10^3 клеток простейших (Гиляров, Криволуцкий, 1995). Суммарная внешняя поверхность этих микроорганизмов достигает огромной величины, благодаря чему ими и оказывается сильное влияние на состав и свойства грунтов. По оценкам Э. А. Штины, биомасса водорослей в почвах со-

ставляет 0,06–0,5 т на 1 га, а в отдельных случаях может достигать 1,4 т/га. Особенно велико их содержание в агроценозах 0,2–2,2 т/га.

Среди макроорганизмов основную часть биомассы составляют грибы. Наибольшая их концентрация отмечена в почвенном слое, поскольку грибы образуют симбиозы с определенными видами, но они способны проникать и в глубь массивов. Грибы активно участвуют в почвообразовательном процессе и составляют основную часть живых организмов в почвах. Общая биомасса грибов в почвах является определяющей, причем она может на два порядка превышать биомассу многих других основных групп макроорганизмов.

Биомасса мелких кольчатых червей в почвах колеблется от 0,3 до 30 г/м². На богатых питательными веществами почвах биомасса дождевых червей достигает 500 кг на 1 га и более (отмечены случаи до 1 т на 1 га) при общем количестве особей свыше 2,5 млн экз. Биомасса почвенных панцирных клещей орибатид составляет 20 кг/га.

Поскольку все живые организмы в грунтах подчинены сезонным и другим циклам развития, то их общая биомасса в грунтах в течение года не постоянна. Кроме того, она зависит от внешних климатических факторов и влияния техногенеза. Однако с глубиной сезонные и прочие вариации количества биомассы организмов в грунтах постепенно уменьшаются.

Из приведенного анализа видовой многообразия микроорганизмов в грунтах следует, что они обитают в различных условиях. Так, по условиям потребления воздуха они делятся на анаэробные (развивающиеся при отсутствии воздуха) и аэробные (потребляющие кислород из воздуха); по способу получения углерода и других питательных веществ – на автотрофные (синтезирующие органические вещества из неорганических) и гетеротрофные (использующие органические вещества) организмы. Роль автотрофных микроорганизмов (хемосинтетиков) в грунтах огромна, так как именно они создают все многообразие органических веществ, которые не может синтезировать человек и большинство животных.

Микроорганизмы обнаружены в различных генетических типах грунтов: в ледниковых, лессовых, морских и озерных (ленточных глинах), а также песчаных и скальных грунтах. Особенно много их в голоценовых пойменных, старичных, болотных, а также в техногенных отложениях (культурных слоях) и осадках сточных вод.

Многие микроорганизмы являются симбионтами (сожителями) растений. К ним, в частности, относятся азотфиксирующие бактерии – азотобактеры, образующие скопления азота в виде клубеньков на корнях растений. В результате накопления клубеньковыми бакте-

риями различных веществ почвы обогащаются химическими элементами. Клубеньковые бактерии усваивают также соли аммония, нитраты, аминокислоты и другие соединения. После разрушения клубеньков их бактерии могут жить в почве как сапрофиты.

Термодинамические условия существования микроорганизмов в почвах меняются довольно в большом диапазоне. Так, некоторые микроорганизмы способны существовать при отрицательной температуре (до $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$), они обнаружены во льдах Антарктиды и в многолетнемерзлых породах.

Для большинства микроорганизмов наиболее благоприятна температура в почвах от $+4-6$ до $+30-35\text{ }^{\circ}\text{C}$. Несмотря на то, что подавляющая часть микроорганизмов погибает при температурах выше $+65-70\text{ }^{\circ}\text{C}$, тем не менее они обнаружены в подземных горячих источниках при температуре $+80\text{ }^{\circ}\text{C}$ и более. Споры некоторых видов бактерий погибают лишь при прогреве до $+165\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение двух часов, другие выдерживают кипячение в соляной кислоте. Установлено, что микроорганизмы не чувствительны к гидростатическому давлению вплоть до 100 МПа.

Таким образом, для термодинамических условий существования микроорганизмов в почвах (в отличие от макроорганизмов) характерен широкий диапазон значений температуры и давления.

Почвенные водоросли чутко реагируют на влажность почв. При сильном увлажнении в почвах преобладают нитчатые синезеленые водоросли из категории осцилляториевых и зеленые водоросли из рода зигнема, являющиеся типичными гидрофильными видами, а при умеренном увлажнении в почвах преобладают зеленые и желто-зеленые водоросли. Последние, кроме того, являются показателями чистых, не загрязненных почв: они исчезают с появлением различных видов техногенных загрязнителей (Ашихмина и др., 2006).

Разрастания водорослей в почвах и других почвах подвержены сезонным изменениям. В весенний период в поверхностных разрастаниях основную роль играют диатомовые, зеленые и желто-зеленые водоросли; летом – зеленые и желто-зеленые; осенью – синезеленые, составляя 60–90 % биомассы всех поверхностных разрастаний. При этом численность водорослей в пятнах «цветения» достигает 2–16 млн клеток на 1 см^2 . Большинство низших водорослей в почвах, включая и диатомовых, обитает в форме, прикрепленной к твердой фазе, или в свободной – в поровом водном растворе. Имея микроскопические размеры, низшие водоросли могут мигрировать в почвах с фильтрующимся поровым раствором.

Диатомовые водоросли в настоящее время встречаются по всему Земному шару в самых разнообразных условиях местообитания: в океанах, морях, озерах, реках, болотах, а также в почвах, влажных горных породах, на поверхности скал, в снегах и льдах. Особенностью строения диатомовых водорослей является наличие у них панциря, состоящего из кремнезема и сохраняющегося в ископаемом состоянии в осадках.

Условия существования низших грибов в грунтах во многом сходны с низшими водорослями. Споры грибов также могут выдерживать значительные диапазоны колебаний термодинамических параметров.

В отличие от микроорганизмов, термодинамические условия существования макроорганизмов в грунтах характеризуются более узким диапазоном температур и давлений, поскольку распространены макроорганизмы лишь в приповерхностной части грунтовых толщ.

Корни высших растений в почвах и других грунтах распространены в приповерхностной их части. Однако глубина проникновения корней у разных растений в глубь грунтового массива меняется в широких пределах: например, у некоторых травянистых растений глубина проникновения корней достигает 5 м и более. Особенно глубокие корни имеют растения, произрастающие в засушливом климате, их корни достигают глубокозалегающих водоносных горизонтов и капиллярной влаги.

Соотношение биомассы наземной и подземной частей растений различно в зависимости от почвенно-климатических условий. Установлено, что в сухом климате и маловлажных грунтах развивается в основном подземная корневая часть растений, а во влажном климате и влажных грунтах – наземная часть. Так, у растительности пустынь масса корней в 10–20 раз превышает массу надземной части. Для ряда регионов Северной Америки подсчитано, что на каждом 1 м² почвы ежегодно обновляется около 0,5 кг корней, что составляет 25 % их биомассы.

Сообщества растений, почв и подстилающих их пород меняются в зависимости от почвенно-климатических условий. В арктических пустынях высшие растения селятся в трещинах скал; на каменистых россыпях формируются лишайники и камнеломки. Травянистые растения селятся по трещинам полигонального растрескивания в дисперсных грунтах. В зоне тундры на условия существования растительности определяющее влияние оказывает мерзлота. Хвойные или таежные леса растут лишь в условиях достаточной влажности почвы, преимущественно на глинах и суглинках; сосновые леса – на сухих песчаных почвах, а широколиственные леса – в условиях мягкого

климата и на богатых органикой почвах. Степная растительность распространена на плодородных черноземных почвах и засухоустойчива. Пустынная растительность приспособлена к недостатку влаги в грунтах и бедности почв. Горная растительность определяется условиями высотной почвенно-климатической зональности.

Условия существования грибов в грунтах также определяются их вещественно-энергетической обеспеченностью, которая в свою очередь во многом зависит от особенностей состава, структуры, состояния и свойств грунтов.

Тело большинства грибов представлено мицелием, или грибницей, состоящей из сильно разветвленных нитей – гиф. Благодаря им грибы осмотически всасывают питательные вещества из окружающего пространства почвы или другого грунта на большой площади. Поскольку грибы не обладают органами пищеварения, они «переваривают пищу» на месте, в окружающем пространстве с помощью вырабатываемых и выбрасываемых ими в среду ферментов. При этом происходит разложение высокомолекулярных соединений до мономеров, которые затем и всасываются грибом. Ферменты почвенных лесных грибов разрушают в почве древесные растительные остатки – целлюлозу и лигнин.

Многие грибы в почвах и других грунтах живут в симбиозе с растениями. Пространственно располагаясь в объеме грунта, они концентрируются вблизи корней растений, при этом около 80 % грибов живет непосредственно на корнях растений, образуя так называемую микоризу.

Условия существования животных, зависящие от грунтов, определяются в основном обеспеченностью последних пищей и возможностью использования почв и других грунтов в качестве постоянной среды обитания или временного укрытия от врагов. Постоянно обитают в почве лишь те животные, которые находят в ней достаточное количество пищи. Большинство же животных использует почвы и другие грунты временно, как укрытия, среду или как материал для устройства своих гнезд, жилищ и т. д.

2.4.2. Влияние жизнедеятельности биоты на состав, строение, состояние и свойства грунтов

Явления, протекающие в геологической среде при участии живых организмов, составляют малый биогеохимический круговорот веществ. При этом влияние микро- и макроорганизмов на состав, состояние и свойства грунтов имеет свои особенности.

Микроорганизмы оказывают существенное влияние на состав твердой, жидкой и газовой компонент грунтов. Они способны разрушать важнейшие минеральные компоненты горных пород, такие как силикаты, алюмосиликаты и доломиты. В первую очередь микробиологическому воздействию подвержены изоморфно замещенные, обменные или случайно примешанные ионы. В глинистых минералах первыми и быстрее всего переводятся в раствор катионы междуслоевого пространства, затем изоморфно замещенные ионы и ионы, занимающие периферическую зону частиц. Слабее всего мобилизуются ионы, занимающие октаэдрические и тетраэдрические фрагменты структуры минерала. При действии гетеротрофных микроорганизмов на алюмосиликаты сначала приобретают подвижность щелочные элементы, затем щелочно-земельные, последними – кремний и алюминий. Вынос элементов из минералов в присутствии микроорганизмов в два-три раза выше, чем под действием воды или «мертвого» органического вещества. Особенности выноса элементов определяются прочностью связей атомов в структуре кристаллической решетки, типом микроорганизма и условиями разложения. Более активное воздействие на грунт обусловлено способностью микробов окислять и восстанавливать элементы с переменной валентностью, входящие в состав кристаллической решетки минералов; влиянием метаболитов (H_2SO_4 , HNO_3 , органических кислот, слизей, щелочей, сероводорода и др.). Минерал при этом может быть полностью разрушен или (при избирательном выносе элементов) трансформирован в другой. Трансформация одних минералов в другие происходит при избирательном выносе отдельных элементов из кристаллической решетки или при окислении и восстановлении элементов, входящих в ее состав. Примерами трансформаций могут служить процессы вермикулитизации биотита, трансформации пирита в минералы типа натроязита, антимонита в сенармонтит и др. В анаэробных условиях при участии сульфатредуцирующих бактерий наблюдается обратный процесс: пиритизация таких сульфатных минералов, как ярозит, натроязит, алунит и др. Почти полное замещение первичной ангидритовой породы вторичным кальцитом и серой может происходить в результате активной сульфатредукции и развития тионовых бактерий. В глинистых грунтах в восстановительных условиях наблюдается образование кальцита одновременно с уменьшением содержания гипса и формированием сульфидных минералов, обуславливающих темную окраску грунта в присутствии микроорганизмов и органических веществ. Полное микробное разрушение установлено для нефелина, биотита, карбонатов. Растворение карбонатных минералов органиче-

скими кислотами и другими продуктами микробного происхождения может привести к образованию карста. При окислении микроорганизмами марганца образуется пиролюзит или близкие ему минералы. Микроорганизмы способны накапливать также окислы алюминия, с чем может быть связано образование латеритных бокситов. Концентрация алюминия как остаточного продукта также происходит в результате разложения алюмосиликатов микроорганизмами и выноса всех более растворимых элементов.

Микроорганизмы оказывают влияние на электроповерхностные свойства частиц, изменяя заряды частиц дисперсных пород при адсорбции на них отрицательно заряженных клеток или продуктов метаболизма, функциональные группы которых могут иметь как положительный, так и отрицательный заряды. Развитие микробной компоненты в грунтах увеличивает содержание тонкодисперсной фракции, способствует формированию тонкой пористости, снижению проницаемости и водоотдачи песчаных грунтов. Сорбция бактериальных клеток и продуктов метаболизма на глинистых частицах приводит к формированию биопленок, что значительно ослабляет интенсивность молекулярного взаимодействия между частицами, приводит к снижению прочности и показателей деформационных свойств. В присутствии гумусовых веществ микроорганизмы восстанавливают такие устойчивые соединения Fe^{3+} , которые они не могут восстановить в отсутствие гумуса, например кристаллические оксиды железа (гетит и гематит) или структурное железо (III) в глинистых минералах. Микроорганизмы могут играть роль как в цементации, так и в разуплотнении пород. В ряде случаев под действием живого компонента изменяются пористость и водопроницаемость пород благодаря заполнению пор клеточной биомассой или нерастворимыми продуктами обмена (карбонатами, окислами), образовавшимися при трансформации твердого компонента. Таким путем происходят микробиологическая закупорка пластов при закачке воды в нефтяные скважины, уменьшение выхода воды из скважин. Увеличение пористости до 15 % отмечено при микробиологическом выветривании ангидритовой породы. Накопление микроорганизмами железа и марганца в сильномагнитной форме сказывается на магнитных свойствах грунта. Существуют данные об изменении таких свойств грунтов, как прочность на сдвиг, липкость, пластичность. Уменьшение прочности при развитии микроорганизмов в восстановительных условиях может быть связано с разрушением гидроокисного и органического цементов с образованием поверхностно-активных веществ (ПАВ). Появление последних в грунтах после развития микроорганизмов подтвер-

ждалось данными анализов. Снижение липкости также может быть связано с действием ПАВ. В окислительных условиях, наоборот, под влиянием железобактерий соединения Fe^{3+} и Mn^{2+} превращаются в гелеобразные окислы, обладающие клеящими свойствами, вследствие чего прочность грунтов несколько увеличивается. Пластичность образцов в окислительных условиях снижалась, что отражало агрегацию частиц в результате развития железобактерий, в восстановительных условиях пластичность увеличивалась.

Трансформации твердого компонента обычно сопряжены с потреблением или выделением газов и, таким образом, с изменением газового состава грунта. Разложение органических веществ, бикарбонатов, сульфатов в зависимости от условий, в которых оно происходит, ведет к выделению CO_2 , N_2 , NH_3 , H_2S , CH_4 , летучих органических веществ и др. За интенсивное газообразование при разложении органики в грунтах ответственны все гетеротрофные микроорганизмы. Газонасыщенность среды может возрасти в результате метаногенеза или восстановления нитрит- и нитрат-ионов. Потребление газов наблюдается при нитрификации (NH_3), азотфиксации (N_2), окислении H_2 , CH_4 , CO , H_2S , SO_2 , автотрофной ассимиляции углекислоты.

Установлено, что микроорганизмы в закрытой системе грунта могут увеличивать поровое давление и придавать ему плавунные свойства. Защемленные в порах мельчайшие пузырьки образующихся в процессе метаболизма бактерий газов с высокой величиной поверхностного натяжения и большим внутренним давлением способствуют значительному разуплотнению глинистых пород. В таких условиях существенно возрастает тиксотропность песчано-глинистых пород. В результате метаболизма бактерий водонасыщенные пески, не обладающие плавунными свойствами, в течение короткого времени могут становиться истинными плавунами. Плавун может возникнуть в грунтах, где имеются или куда поступают извне питательные вещества для микроорганизмов и условия обмена с окружающей средой благоприятны не только для развития микроорганизмов в течение длительного времени, но и для накопления продуктов их жизнедеятельности. Данный факт получает многочисленные подтверждения при изучении трансформации песков в процессе их загрязнения.

Изменения твердого и газового компонентов отражаются и на особенностях жидкого компонента, влияя на его состав, ионную силу растворов, рН, окислительно-восстановительный потенциал и др. К закислению среды ведут накопление в ней продуктов неполного разложения водорастворенного органического вещества

(летучих жирных кислот), процессы брожения и восстановления ионов железа (III). Значительные изменения рН поровых вод могут вызвать также тионовые и нитрифицирующие бактерии, подкисляющие среду. Защелачивание среды может происходить в результате процессов метаногенеза и восстановления нитрит-, нитрат- и сульфат-ионов. Установлено важное значение микроорганизмов в образовании щелочей, например соды, в результате процессов сульфатредукции, денитрификации или разложения органических веществ. Щелочные условия среды способны вызывать абиогенные преобразования алюмосиликатных минералов. Изменение окислительно-восстановительных условий среды будет происходить по мере истощения микроорганизмами веществ, используемых ими в качестве конечных акцепторов электронов для окисления органических веществ. Кроме того, выделение микроорганизмами продуктов метаболизма, поглощение из минералов и жидкой фазы различных элементов, изменения минералов, состава обменных катионов, жидкой и газовой фаз, ионной силы растворов также вызывают изменения окислительно-восстановительных условий.

Геохимические функции высших растений заключаются в создании органических веществ в процессе фотосинтеза, в извлечении из породы химических элементов (P, K, Na, Ca и др.), являющихся питательными веществами, концентрировании и пространственном их перераспределении. Растения используют грунты и почвы как субстрат, к которому они прикрепляются и из которого они потребляют различные питательные вещества. Их потребление осуществляется корнями растений как из твердой минеральной части, так и из порового водного раствора. В свою очередь в корнях может происходить накопление определенных веществ, которые так или иначе поступают в грунт.

Роль грибов в геохимическом круговороте веществ в биосфере огромна. Суммарная площадь внешней всасывающей поверхности гиф одного гриба достигает огромной величины. Благодаря этому они активно осуществляют потребление различных компонентов из почв и горных пород, передачу их растениям, и наоборот, поставляют ферменты, метаболиты, токсины и различные другие компоненты от растений в почвы и грунты. Основная роль, которую выполняют грибы в лесных экосистемах, – это разложение отмирающей древесины.

Хорошо известно, что различные растения активно участвуют в биологическом выветривании горных пород. Корни некоторых растений способны проникать в тонкие трещины скальных грунтов и расщеплять их. В высокогорных регионах широко распространены

так называемые камнеломки и толстянковые – травянистые многолетние растения, активно участвующие в выветривании скальных горных пород и меняющие их структуру. Корни и корневые выделения оказывают влияние на формирование и свойства микроагрегатов пород и почв.

Структура и текстура грунтов меняется и под влиянием жизнедеятельности роющих животных. Их образ жизни и выделяемые ими вещества повышают пористость, аэрацию, влагоемкость и водопроницаемость грунта, меняют водопрочность его структуры, количество гумуса и сумму обменных оснований, снижают кислотность, преобразуют и частично минерализуют органические вещества.

Так, например, дождевые черви перемещают и перемешивают почвенные частицы из одного горизонта в другой. При этом более грубые частицы (песчаные, гравийные) перемещаются вниз, а нижние слои, бедные перегноем, поднимаются вверх. Они способствуют аэрации почвы, обогащению ее органическими веществами, оставляют измельченные частицы почвы, прошедшие через их кишечник и смешанные с продуктами пищеварения – экскрементами, называемыми копролитами. Установлено, что на старых пастбищах дождевые черви выбрасывают ежегодно около 26 т копролитов на 1 га. При этом не все виды выносят копролиты на поверхность, некоторые оставляют их внутри ходов. Общее потребление и переработка почвы дождевыми червями на 1 га пахотных земель достигает до 95 т/год.

В верхней части грунтов зоны аэрации свойства почв и других грунтов в определенной степени меняются под влиянием жизнедеятельности норных животных. При этом также увеличивается общая пористость грунтов, возрастает их аэрируемость; может увеличиваться влажность грунтов за счет более свободного доступа воды по норам и ходам. Грунтовый массив, пронизанный норами и ходами, теряет часть своей несущей способности и имеет пониженную прочность. Не меньшее значение имеет влияние макроорганизмов и на развитие геологических процессов в грунтах. Описаны случаи, когда кротовины, или норы сурков и сусликов, расположенные на склонах, служили начальным этапом в развитии на их месте процессов овражной эрозии.

Таким образом, биотическая составляющая имеет очень важное значение в формировании состава, структуры, состояния и свойств грунтов и должна изучаться в инженерно-геологических целях наряду с другими компонентами.

2.4.3. Методы изучения грунтовой биоты

Знакомство с грунтовой биотой следует начинать с получения общей характеристики микроорганизмов, используя для этого общепринятые методы определения их численности и группового состава с помощью питательных сред. Эти методы весьма несовершенны и позволяют выявить лишь небольшую часть микробного ценоза, что связано со значительными отличиями условий развития на питательных средах от существующих в природе. Совершенствование этих методов направлено на создание питательных сред, в наибольшей степени соответствующих по составу природным. В практике микробиологических исследований все шире применяются агаризованные почвенная вытяжка и грунт, почвенный и голодный агар и т. д. Эти среды в сочетании с такими приемами, как обработка ультразвуком образцов перед анализом с целью диспергации и выращивание при комнатной температуре или в холодильнике вместо термостатирования при 37 °С, позволили более чем на порядок увеличить число выявляемых в объекте микроорганизмов, а также выделить неизвестные ранее виды.

Основу микробиологических методов составляют выделение, т. е. изоляция определенных микроорганизмов из существующих в природе смешанных популяций, и культивирование – выращивание микробных популяций в искусственной (культуральной, питательной) среде. При количественном учете предполагается, что каждая отдельная микробная клетка, обитающая в природном объекте, при попадании на питательную среду начинает интенсивно размножаться и образует колонию, число которых можно определить визуально. Видовой состав микроорганизмов выясняют после выделения чистых культур, которые получают путем отсева из выросшей на среде колонии.

Питательные среды, предназначенные для выделения и культивирования микроорганизмов, должны содержать все вещества, необходимые для их роста. В первую очередь это биогенные элементы: С, О, N, H, P, S, на долю которых приходится 95 % массы сухой клетки, необходимы также микроэлементы и факторы роста. Потребности различных микробов в элементах питания различны, поэтому существует большой набор разнообразных составов сред. Кроме того, для развития микроорганизмов требуются определенные условия выращивания (рН, концентрация кислорода, окислительно-восстановительный потенциал и др.).

Определение видового состава микробов требует изучения морфологических (форма, размер, способы прикрепления друг к другу

и твердому субстрату, окраска по Граму, подвижность, образование слизистой капсулы и др.), культуральных (форма, структура и профиль колонии, ее край, поверхность, консистенция, окраска и др.), физиологических (способность усваивать различные вещества) и биохимических (способность выделять ферменты, внеклеточные полисахариды, специфические продукты) признаков. В некоторых случаях для идентификации полезны экологические признаки, к которым относится способность к росту на средах с высоким осмотическим давлением, при повышенной или пониженной температуре и т. д.

Необходимым условием проведения исследований с использованием питательных сред является стерильность при проведении анализов, поскольку микроорганизмы содержатся повсюду и весьма жизнеспособны. Стерилизацией называется обработка, в результате которой объект освобождается от каких-либо живых организмов. Стерилизацию проводят с помощью губительно действующих (летальных) физических и химических агентов, растворы термолабильных веществ очищают, пропуская через бактериальные фильтры. Стерилизация стеклянной посуды и термоустойчивых твердых материалов осуществляется сухим жаром, стерилизуемые предметы при этом заворачивают в бумагу для защиты от последующего загрязнения и выдерживают в сушильном шкафу при температуре 170 °С в течение 90 мин. Для тепловой стерилизации питательных сред и водных растворов используют пар, образуемый в автоклаве при повышенном (по сравнению с атмосферным) давлении. Обычно используемые в лабораториях автоклавы работают при давлении пара, превышающем атмосферное давление примерно на 10^5 Па, что соответствует температуре 120 °С, обработку проводят 20 и более (до 1 ч в зависимости от характера и объема жидкости) минут после полного замещения воздуха паром. Химическими стерилизующими агентами являются этиловый спирт, фенол, мертиолят натрия, окись этилена и др.

Более полные сведения о численности микроорганизмов дают *прямые микроскопические методы*. При учете бактерий пользуются методами Виноградского, Звягинцева и Кожевина, а также электронно-микроскопическим методом Никитина. Количество и биомассу грибов определяют по методу Хансена в модификации Мирчинк и Демкиной. Недостатком прямых методов является невозможность отличить живые клетки от мертвых и провести видовую идентификацию, что может быть осуществлено методами высевов на питательные среды.

Прямыми микроскопическими методами можно установить не только количество, но, при учете размеров микроорганизмов, и биомассу бактерий и грибов, а при ежедневных наблюдениях в условиях стационара общую продукцию за месяц или сезон. Характер ежедневных изменений может служить показателем напряженности микробиологических процессов, активности микробиологического круговорота веществ и энергии.

Независимо от метода микробиологических исследований необходима предварительная подготовка образца к анализу. Для более полного количественного учета микроорганизмов следует добиться, чтобы клетки в суспензии для посева на питательную среду или для прямого микроскопического подсчета находились в виде одиночных свободно плавающих единиц. Для этого проводят диспергирование агрегатов, десорбцию клеток с частиц и разделение существующих в природных субстратах микроколоний на составляющие их клетки. Эти процессы осуществляются путем механического воздействия (растирание в состоянии пасты, обработка в ультразвуковой установке или микроизмельчителе тканей) или химическими средствами (поверхностно-активные вещества, пирофосфат натрия, щелочи).

2.5. Структурно-пространственная организация грунтов

В общем случае грунт рассматривается как многокомпонентная система (рисунок 2.1), суммарный объем (V_{tot}) которой 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:

$$V_n = V_w + V_a + V_b.$$

Пористость грунта (n) и коэффициент пористости (e) соответственно равны:

$$n = V_n / V, \quad e = V_n / V_{sk}.$$

Количественное соотношение объемов твердой минеральной части, воды, газа, биотических составляющих в грунте может быть различным. Например, грунт с порами объемом 50 % (и, соответственно, с пористостью 50 % и коэффициентом пористости 1,0), может быть на 30 % заполнен водой, на 15 % – газом и на 5 % – биотой. Возможны и другие соотношения.

Все это необходимо иметь в виду при анализе их содержания в грунте и исследовании факторов, влияющих на изменение свойств грунтов и содержание компонентов. Соотношение объемов компонентов в грунте не постоянно: при изменении условий среды (например, испарении влаги и др.) оно меняется. Наиболее не постоянны в грунтах мобильные компоненты: жидкий, газовый и биотический.

При оценке соотношения компонентов в грунтах и расчете их физических характеристик следует иметь в виду, что при наличии в мелкозернистом грунте крупных включений (камней, щебня, гальки и др.) или при изучении крупнообломочных грунтов с заполнителем необходимо учитывать несжимаемость и низкую (вплоть до отсутствия) пористость крупных включений. Поэтому неправильно при расчетах распространять пористость или влажность мелкозернистого материала на весь объем грунта. Например, пористость заполнителя в крупнообломочном грунте может составлять 30 %, но если ее отнести ко всему объему грунта, то она может уменьшиться в два раза и более.

В этих случаях следует отдельно определять фазовые характеристики в таких грунтах и при описании грунта указывать два значения каждой фазовой характеристики – для мелкозернистой составляющей и пересчитанные для грунта в целом. Одновременно указывается процентное соотношение в грунте крупнообломочной составляющей. При этом в большинстве случаев принимается, что крупные камни, щебень не имеют внутренней пористости и не содержат влаги.

В общем случае объемные содержания указанных четырех компонентов в грунте можно рассматривать как независимые переменные. Поэтому отражение каким-либо наглядным способом всех возможных сочетаний этих компонентов является довольно трудной задачей.

Если грунт имеет постоянную пористость, то переменными будут уже только три компонента, причем лишь два из них будут независимыми. Если же грунт, помимо постоянной пористости, имеет и постоянное, например, содержание биоты, то в этом случае переменными будут уже два компонента, из которых только один будет независимым, поскольку содержание одного из них будет определять и объемное содержание другого. Наиболее сложная ситуация возникает при анализе многокомпонентного грунта, например, с несколькими несмешивающимися жидкими или биотическими составляющими.

Если не учитывать объем последних (что вполне оправданно при наличии, например, в грунте микроорганизмов, объемная доля которых незначительна или пренебрежимо мала), то грунт можно рассматривать как трехкомпонентную систему. Такую систему удобно отражать графически на треугольной диаграмме фазового или

компонентного состава (рисунок 2.66), характеризующей соотношение основных фаз или компонент грунта.

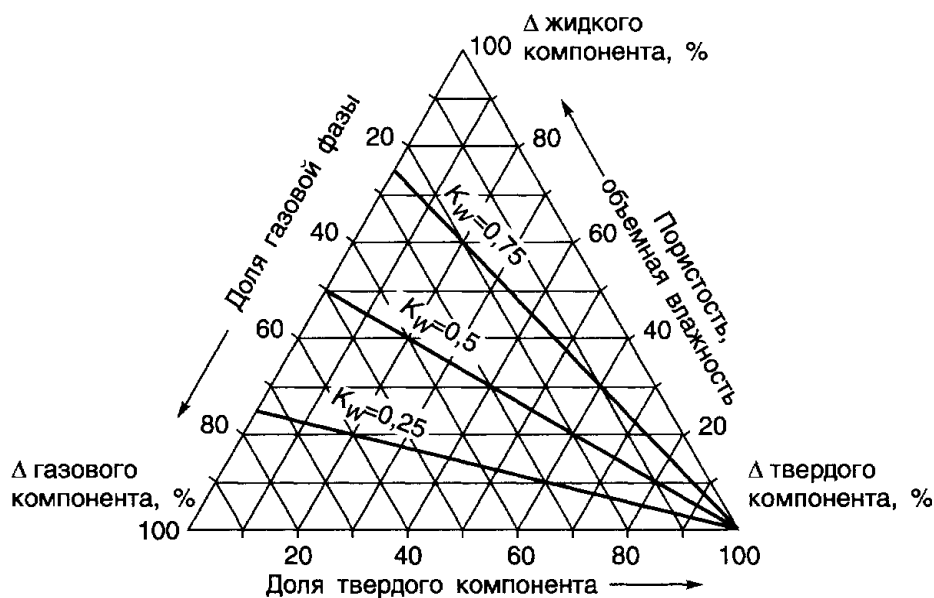


Рисунок 2.66 – Диаграмма компонентного состава грунта как трехкомпонентной системы [по Грунтоведение, 2005] [35]

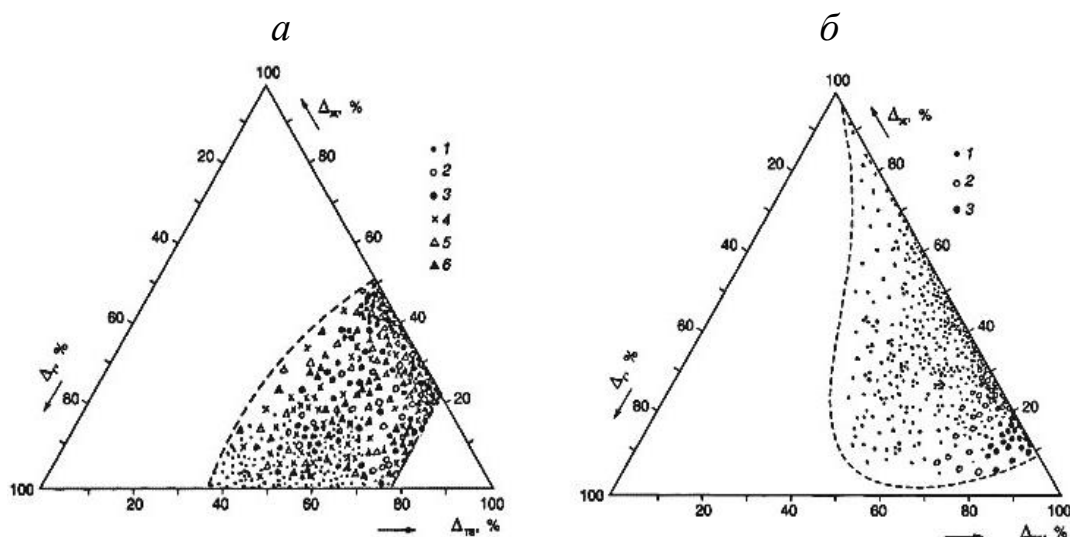
Природные и искусственные грунты имеют не произвольный, а закономерный фазовый состав, который определяется его литолого-петрографическими и генетическими особенностями. Так, для дисперсных грунтов характерны специфические поля на диаграммах их компонентного состава (рисунок 2.67).

Из рисунка 2.67, а видно, что для различных песков характерна довольно широкая область изменения их компонентного состава. Доля твердой фазы в них меняется от 38–40 до 78–80 %, а пористость соответственно – от 20–22 до 60–62 %. При этом максимальная пористость характерна для эоловых и элювиальных песков, находящихся в рыхлом сложении. Для них же характерно и незначительное содержание жидкой фазы (менее 5–10 %), в отличие от аллювиальных, делювиальных, пролювиальных и морских песков.

Для лессовых и лессовидных грунтов, имеющих пылеватый состав, характерно иное соотношение твердой, жидкой и газообразной компонент. Так, для их просадочных разностей характерна пористость 40–55 %, невысокая весовая влажность при степени водонасыщения $S_r < 0,7-0,8$ и относительно высокое содержание воздуха в порах. Для непросадочных лессовидных суглинков, напротив, при той же пористости характерна более высокая влажность и степень водонасыщения более 0,8.

Глинистые грунты различного генезиса также характеризуются специфическим соотношением их компонентов (рисунок 2.67, б).

Величина их пористости, влажность и плотность в общем случае зависят от степени их литификации и уплотненности в природных условиях: с увеличением уплотненности пористость и влажность снижаются, а плотность возрастает.



а – песчаных: 1 – золовых, 2 – флювиогляциальных, 3 – морских, 4 – аллювиальных, 5 – делювиальных, 6 – озерных;
б – глинистых: 1 – глин и суглинков различной литификации и генезиса, 2 – моренных глин и суглинков, 3 – сильноуплотненных морских глин [по Грунтоведение, 2005] [35]

Рисунок 2.67 – Компонентный состав грунтов

Наименьшей пористостью обладают сильно уплотненные литифицированные морские и моренные глины. Для глин характерно значительное содержание жидкой фазы и не характерно большое содержание воздуха в порах.

С помощью таких диаграмм могут характеризоваться фазовые составы и прочих грунтов, включая природные скальные и искусственные. Кроме того, для каждого конкретного грунта можно построить диаграмму предельно возможного изменения его компонентного состава в ходе различных процессов.

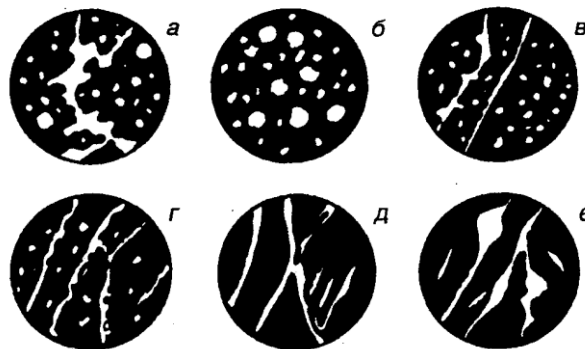
2.5.1. Пустотность и пористость грунтов

Под *пустотностью грунтов* понимается *пространство грунта, не заполненное твердой компонентой, но заполненное газовой и жидкой компонентами или (и) биотической составляющей.*

Абсолютно сплошных грунтов не существует – для всех характерна пустотность. Ее особенности определяют многие важнейшие характеристики грунтов, такие как прочность и деформируемость, па-

раметры теплопереноса и др. Кроме того, пустотность определяет многие емкостные параметры, отражающие содержание каких-либо субстанций – массы компонентов и энергии.

Различная пустотность в грунтах отражает разные типы их структурной неоднородности, она имеет иерархический характер и проявляется на разных масштабных уровнях. По форме пустоты в грунтах могут быть каверновые, трещинные, поровые и смешанные (рисунок 2.68).



а – каверново-поровое, б – поровое, в – трещинно-поровое,
г – порово-трещинное, д – трещинное, е – каверново-трещинное

Рисунок 2.68 – Строение пустотного пространства в грунтах
(по К. И. Багринцевой, 1982)

Каверновая пустотность образована пустотами неправильной формы, в виде отдельных или сообщающихся каверн различного размера. Такая пустотность характерна для карстующихся и подверженных выщелачиванию грунтов. Развивается она и за счет процессов растворения.

Поровая пустотность образована отдельными или сообщающимися порами – пустотами в частицах, агрегатах, между частицами или структурными агрегатами грунта, характерна для осадочных дисперсных грунтов. По форме и размеру поры могут быть весьма разнообразны.

Трещинная пустотность образована отдельными или сообщающимися трещинами разной протяженности, ориентации и раскрытости. Она характерна для скальных грунтов любого генезиса.

Смешанная пустотность образована разными сочетаниями отдельных видов пустотности. Выделяют каверново-поровую, каверново-трещинную, порово-трещинную, трещинно-поровую, трещинно-каверновую пустотности и др. При этом в названии на первое место ставится подчиненная пустотность. Смешанная пустотность характерна для разных типов скальных грунтов.

Из всех видов пустотности практически во всех грунтах присутствует поровая пустотность. Количественно она характеризуется двумя основными показателями: пористостью (n) и коэффициентом пористости (e).

Пористостью (n) называется отношение объема пустот (пор) ко всему объему грунта, выраженное в %, а коэффициентом пористости (e) – отношение объема пустот (пор) к объему твердой фазы грунта, выраженное в долях единицы. Эти показатели связаны друг с другом соотношениями

$$n = 100 e / (1 + e); e = n / (100 - n).$$

Пористость и коэффициент пористости являются показателями емкостных свойств грунта, так как поры являются вместилещем, емкостями для других компонентов грунта. С учетом оценки изолированности пор выделяют общую (n), открытую (n_o) и закрытую (n_z) пористость, которые связаны соотношением

$$n = n_o + n_z.$$

Открытая пористость (n_o) грунта обусловлена сообщающимися порами, закрытая – изолированными, а общая учитывает оба вида пор. Открытая пористость обуславливает транспортные свойства грунта – его способность пропускать сквозь себя жидкости или газы. Закрытая пористость в процессах переноса вещества прямо не участвует.

Величина пористости колеблется в широких пределах у грунтов разных типов. Наименьшие ее значения (доли %) характерны для невыветрелых интрузивных и метаморфических грунтов, а наибольшие (до 80 % и более) – для высокодисперсных осадочных грунтов – илов, набухших глин и др. По размеру и генетической принадлежности поры подразделяются на ряд категорий, которые указаны в таблице 2.24.

По морфологии выделяются следующие виды пор в грунтах (Соколов, 2001):

1) изометричные – отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений не превышает 1,5. Размер поры в этом случае характеризуется диаметром круга, описывающего ее;

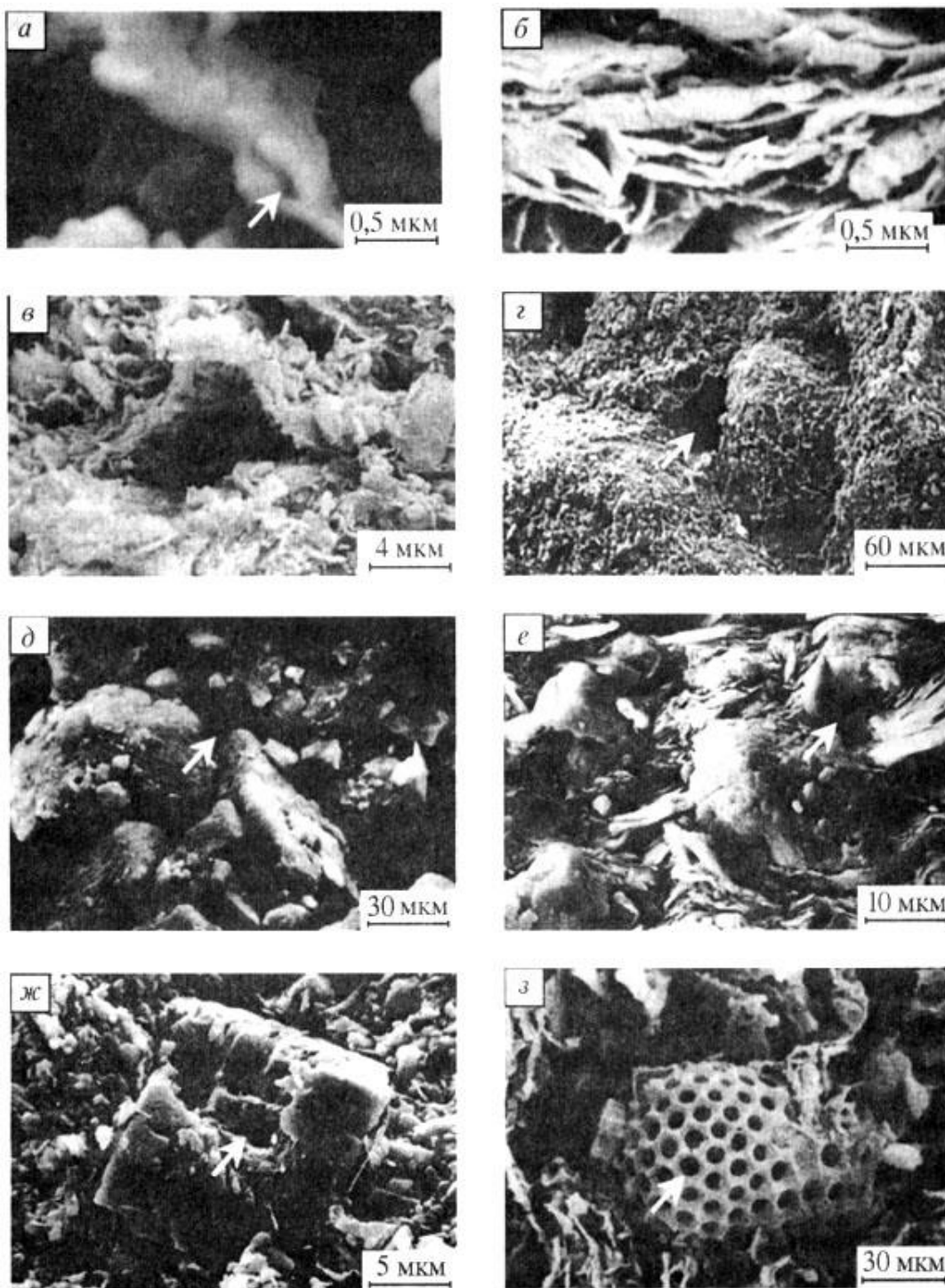
2) анизометричные – отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений изменяется от 1,5 до 10. Обычно при описании размера указывают длину и ширину поры (в некоторых случаях можно указать только среднюю ширину);

3) щелевидные – отношение линейных размеров двух наиболее различающихся сечений превышает 10. Размер таких пор характеризуется только их шириной.

Таблица 2.24 – Подразделение пор по размеру (по Грунтоведение, 1983) [34]

Название пор	Размер пор	Связь пор со структурой породы	Движение воды в порах	В каких породах преобладают
Макропоры	> 1 мм	Поры, между обломками горных пород, макро- и мезоструктурными элементами и остатками растительных организмов	Свободное движение гравитационной воды, капиллярное поднятие воды практически отсутствует	Крупнообломочные; биогенные; лёссовые
Мезопоры	1–0,01 мм	Поры, образуемые мезоструктурными элементами, песчаными и пылеватыми зёрнами, остатками растительных организмов	Движение гравитационной воды происходит при определенном напоре. Капиллярное поднятие происходит быстро на небольшую высоту	Песчаные; лёссовые; биогенные
Микропоры	10–0,1 мкм	Поры, образуемые микроагрегатами и микроблоками, отдельными минеральными частицами, остатками растительных и животных организмов	Капиллярное поднятие воды происходит медленно на большую высоту. Движение гравитационной воды отсутствует	Органохимические и слабоцементированные; глинистые; биогенные
Ультракапиллярные поры	< 0,1 мкм	Поры микроагрегатов и микроблоков	Поры заполнены связанной водой	Глинистые

Наиболее сложной морфологией пор характеризуются глинистые грунты. Наличие в глинистых грунтах структурных элементов различных размерных уровней, отражающих иерархичность их структуры, обуславливает существование в них нескольких видов пор. Среди них выделяются (Осипов и др., 1989): межчастичные, межультрамикроагрегатные, межмикроагрегатные, межагрегатные, межзернистые, межмикроагрегатно-зернистые, внутризерновые и поры биогенного происхождения (рисунок 2.69).



a – межчастичные; *б* – межультрамикроагрегатные;
в – межмикроагрегатные; *г* – межагрегатные; *д* – межзернистые;
е – межмикроагрегатно-зернистые; *ж* – внутризерновые;
з – поры биогенного происхождения

Рисунок 2.69 – Типы пор в глинистых породах (по В. И. Осипову и др., 2001) [59]

Трещинная пустотность в грунтах имеет различное происхождение. Одна из генетических классификаций трещин в грунтах показана в таблице 2.25.

Таблица 2.25 – Классификация трещин (по И. И. Амосову, И. В. Еремину)

Тип трещин по генетическому признаку	Подтип трещин	Основные геологические факторы, вызывавшие образование трещин	Характер действующих напряжений при разрыве	Основные направления трещин по отношению к слоистости	Излом			Характер поверхности трещин
					по основной плоскости	по торцу	тагенциальный	
Эндогенные	–	Метаморфизм	Растяжение	Перпендикулярное (или почти перпендикулярное)	Ровный	Неровный, зубчатый, раковистый	Ступенчатый, черепичный, чешуйчатый	Однородная, глазковая, овальноглазковая, ленточная, таблитчатая
Экзогенные	Скалы-вания Отрыва	Тектоника	Сжатие Растяжение	Разнообразное (от 0 до 90°) Перпендикулярное (или почти перпендикулярное)	Разнообразный – от ровных гладких до неровных различно штрихованных и струйчатых		Ступенчатый	Зеркальная, штрихованная, волнистая Неоднородная, бугорчатая
Гипергенные	–	Выветривание	Растяжение	Разнообразное	Неровный			

Наряду с генетическими признаками трещин не менее важно оценить их морфологические особенности – протяженность, ширину раскрытия, заполненность, преимущественную ориентацию и др. Чрезвычайное разнообразие форм и размеров трещин у разных грунтов вызывает определенные трудности в их количественной оценке. Основные морфологические параметры трещин и их морфогенетическая классификация приведены в таблице 2.26.

Таблица 2.26 – Морфогенетическая классификация микротрещин в карбонатных породах (по К. И. Багринцевой, 1982)

Параметр	Характеристики трещин
Положение относительно напластования	Вертикальные; горизонтальные; наклонные
Генетический тип	Литогенетические; тектонические; разгрузки; растяжения – скола и отрыва; закарстованные каналы и трещины
Морфология стенок	Гладкие; шероховатые; бугристые; стилолитовые
Заполненность	Полное; частичное; неоднородное; незаполненные
Раскрытость, мм	Очень узкие, 0,001–0,01; узкие, 0,01–0,05; широкие, 0,05–0,1; очень широкие, 0,1–0,5; макротрещины, 0,5 и более
Выдержанность ширины	Постоянная; изменчивая; резко изменчивая (с расширениями выщелачивания)
Длина, см	Очень короткие, 5–10; короткие, 10–30; длинные, 30–50; секущие, 50
Характер протяженности	Прямолинейные; извилистые; расщепляющиеся; кулисообразные
Поверхностная плотность, см/см ²	Высокая, 4,4–1,5; средняя, 1,5–0,6; низкая, 0,6–0,2; очень низкая, 0,2 (единичные трещины)
Взаимосообщаемость	Параллельные; взаимно перпендикулярные; хаотические; пересекающиеся; оперяющие; ветвящиеся
Отношение к структуре породы	Секущие слоистость; секущие форменные компоненты; огибающие обломки и кристаллы
Форма раскола породы по системе трещин	Отдельность, обусловленная трещинами: плитчатая; ромбоидальная; кубическая; пластинчатая; сланцеватая

Для их наиболее полной оценки в настоящее время применяют автоматические анализаторы изображений, позволяющие по шлифам, аншлифам, макро- и микрофотографиям полированных поверхностей образцов с помощью ЭВМ оперативно получить объективные количественные характеристики. Трещинная пустотность грунтов в целом

оценивается рядом показателей: трещинной пористостью (n_T) – оцениваемой аналогично пористости как отношение суммарного объема трещин к объему всего грунта, выраженное в %; этот показатель рассчитывается через плотность скелета и плотность твердого компонента по вышеприведенным формулам; коэффициент трещинной пустотности ($K_{тр}$) (по Л. И. Нейштадт), равный отношению площади трещин в какой-либо плоскости к общей площади этой плоскости (в %). По этому показателю степень трещиноватости грунтов делится на ряд категорий: слабая ($K_{тр} < 2$ %), средняя ($K_{тр} = 2–5$ %), сильная ($K_{тр} = 5–10$ %), очень сильная ($K_{тр} = 10–20$ %) и исключительно сильная ($K_{тр} > 20$ %). Косвенно трещиноватости можно оценивать и по показателю качества породы RQD, % – отношению суммарной длины сохранных кусков керна длиной более 10 см к длине пробуренного интервала в скважине (таблица 2.27).

Таблица 2.27 – Классификация массивов скальных грунтов по показателям трещиноватости (по Базовые ..., 2012)

Степень трещиноватости	Модуль трещиноватости M_j	Показатель качества породы RQD, %	Коэффициент трещинной пустотности $K_{тр}$, %
Очень слаботрещиноватые	< 1,5	> 90	< 0,1
Слаботрещиноватые	> 1,5–5	> 75–90	< 0,1–0,5
Среднетрещиноватые	> 5–10	> 50–75	< 0,5–2,0
Сильнотрещиноватые	> 10–30	> 25–50	< 2,0–5,0
Очень сильнотрещиноватые	> 30	0–25	> 5

2.5.2. Строение, структура и текстура грунтов

Грунты представляют собой сложные системы, характеризующиеся определенным строением. При этом термин «строение» применяется в широком смысле, характеризуя все составные части грунта (твердую, жидкую, газообразную и биотическую) как единую систему.

Взаимосвязь, взаиморасположение составных частей грунта, строение и устройство принято характеризовать структурой и текстурой. Последние тесно связаны с химико-минеральным и компонентным составом, условиями образования и являются главнейшими генетическими признаками. В то же время структурные и текстурные особенности грунта определяют и его свойства. Поэтому при изучении грунтов в инженерно-геологических целях их структура и текстура рассматриваются как важнейший фактор формирования их свойств.

Строение грунта – это совокупность структурных и текстурных признаков, отражающих взаимоотношение всех компонентов грунта – твердой, жидкой, газовой и биотической.

Поэтому, когда количественно характеризуют соотношение и взаимоотношение всех компонентов грунта, говорят о его строении, а при непосредственной характеристике лишь твердых структурных элементов, пор и взаимосвязи (контактах) между ними – о структуре грунта.

В соответствии с этим ***структурой грунта называется совокупность признаков, отражающих размер, форму, характер поверхности, количественное соотношение его структурных элементов (отдельных зерен, частиц, агрегатов, цемента, стекла) и характер взаимосвязи их друг с другом.***

При этом ***под текстурой грунта понимают особенности строения, обусловленные ориентировкой и пространственным взаимным расположением всех структурных элементов.*** В таком определении текстура выступает лишь как одна из характеристик строения (и структуры) грунта, определяющих прежде всего ориентацию его структурных элементов в пространстве.

Термины «структура» и «текстура» выражают очень близкие понятия. Близкая этимология этих слов привела к тому, что понятиям «структура» и «текстура» грунта инженеры-геологи разных стран придают различные значения, что необходимо иметь в виду при чтении иностранной литературы по инженерной геологии или геотехнике. Так, в американской, английской и частично французской литературе понятие «текстура грунта» равнозначно нашему термину «структура грунта», и наоборот. Немецкие и большинство французских геологов употребляют эти термины в том же смысле, что и отечественные геологи.

В зависимости от масштаба структурных признаков грунта его строение, структура и текстура могут изучаться визуально (в обнажениях и по образцам пород) или с помощью оптических, электронных, рентгеновских микроскопов и других технических средств. В этих случаях наряду с общими терминами «строение», «структура» и «текстура» иногда используются, соответственно, понятия «макростроение», «макроструктура» и «макротекстура» (для признаков, различимых невооруженным глазом), а также «микростроение», «микроструктура» и «микротекстура» грунта (для признаков, не видимых невооруженным глазом).

Вследствие иерархичности геологических объектов разных рангов организации следует различать понятия «структура массива» или «структура грунтовой толщи», «структура грунта», «структура минерала» и др. Общее и наиболее полное представление о строении грун-

та как единой многокомпонентной системы можно получить лишь при его изучении на разных масштабных уровнях – от микро- до макроуровня. Только при микроскопических исследованиях грунтов не учитываются, например, их макроскопические особенности, более крупные неоднородности, трещины, которые тем не менее определяют многие свойства грунта.

Для структуры любого грунта (как и для структуры кристалла) характерна периодичность, т. е. неизменная повторяемость в пределах области распространения грунта некоторой элементарной группы структурных элементов (или представительного объема структуры грунта). Грунт является лишь многократным повторением этой элементарной группы по всей области его распространения. Однако макроструктура грунта не является простым суммированием элементарных групп или микроструктур, так как в ней учитываются еще и системообразующие признаки – неоднородности разного порядка и др.

В связи со сложностью выделения структурных и текстурных признаков при микроскопических описаниях тонкодисперсных пород некоторыми авторами применяется более универсальный термин – структурно-текстурные особенности.

Структуры грунтов подразделяются по различным признакам, но единой классификации структур грунтов разных типов не существует. При инженерно-геологическом изучении горных пород наряду с выделением микроструктур по петрографическим признакам проводится их подразделение по характеру структурных связей (химических, физических, физико-химических и др.), т. к. именно они определяют прочность и деформируемость грунтов. Согласно В. И. Осипову (1983), выделяются следующие типы микроструктур: кристаллизационные; цементационные или конденсационно-кристаллизационные; коагуляционные, переходные, смешанные (включающие коагуляционно-цементационные и коагуляционно-кристаллизационные); несвязные (сыпучие) микроструктуры. Кроме того, различают структуры и текстуры немерзлых и мерзлых грунтов, в формировании которых существенная роль отводится льду. В последнем случае структуры и текстуры называются криогенными.

Структуры и микроструктуры магматических грунтов (для которых характерны химические структурные связи) выделяются в основном по морфометрическим признакам. Важнейшими среди них являются: степень раскристаллизованности; размер кристаллов и зерен; относительный размер кристаллов; форма и взаимоотношения кристаллов.

Структуры метаморфических грунтов (для которых также характерны химические структурные связи) обладают специфическими чертами: это полнокристаллические структуры, минеральные зерна которых обычно уплощены и хорошо ориентированы в одном направлении, что связано с их образованием в условиях ориентированного давления (бластез), поэтому все структуры метаморфических грунтов относятся к числу кристаллобластических. В зависимости от формы кристаллов выделяют структуры: гранобластовые, лепидобластовые (чешуйчатые и пластинчатые), нематобластовые и др.

Структуры осадочных сцементированных грунтов (обладающие химическими структурными связями) – кластолитов – определяются размерами и формой слагающих их обломков. Поэтому их подразделяют на псефитовые (крупнообломочные), псаммитовые (среднеобломочные, или песчаные), алевритовые (мелкообломочные, или пылеватые) и пелитовые (тонкообломочные, или глинистые). Важное значение в структуре обломочных сцементированных грунтов имеет цемент – его состав, строение и взаимоотношение с частицами. По последнему признаку различают несколько типов цемента: базальный, поровый, контактовый и др. Структуры органогенных и химически осажденных грунтов подразделяются в зависимости от размера кристаллов и степени их окристаллизованности, а также размеров и формы органогенных остатков и их обломков. Наиболее распространенными структурами здесь являются кристаллически-зернистая, скрытокристаллическая (афанитовая), биоморфная, детритусовая, оолитовая и др. Первая структура характерна для известняков, доломитов, некоторых кремнистых грунтов и солей. Скрытокристаллическая, биоморфная, детритусовая и оолитовая структуры встречаются у карбонатных и кремнистых грунтов.

Структуры крупнообломочных несцементированных грунтов (для которых характерны физические структурные связи) неразрывно связаны с их литолого-петрографическим названием. Так, среди них выделяются валунные (каменистые – при неокатанных обломках), галечниковые (щебнистые), гравийные (дресвяные) структуры.

Среди песчаных грунтов (для которых также характерны физические структурные связи) по степени отсортированности зерен и обломков выделяются структуры гравелистых, пылеватых и чистых песков. Последние, в свою очередь, подразделяются по размеру преобладающих зерен на грубозернистые, крупнозернистые, среднезернистые и др. Структуры этих грунтов могут существенно различаться также по степени плотности, характеру сложения частиц.

Структуры лессовых грунтов (для которых характерны физические и физико-химические структурные связи) определяются взаимоотношением и характером взаимосвязи обломочных (песчаных и пылеватых) зерен и частиц глинистых минералов. Детальная классификация структур лессовых грунтов была разработана А. К. Ларионовым (1966) [47], который выделил классы зернисто-пленчатых, зернисто-агрегативных и агрегативных структур. Им выделены: подклассы структур по характеру структурных связей – коагуляционные и смешанные (коагуляционно-кристаллизационные); типы структур – по наличию основных категорий воды, а виды – по величине общей пористости. И. Ю. Григорьевой (2001) [33] разработана инженерно-геологическая классификация микростроения лессовых грунтов в виде однорядной схемы с тремя признаками-основаниями, количественно выражающими размер и форму структурных элементов.

В. Н. Соколовым (1988) [72] на основе электронно-микроскопических исследований была разработана инженерно-геологическая классификация микроструктур глинистых грунтов (для которых характерны физические и физико-химические структурные связи). В ней выделяются три класса микроструктур по параметру дисперсности: тонкодисперсная, среднедисперсная и крупнодисперсная. В каждом из них выделяются три подкласса микротекстур по параметрам ориентированности: слабоориентированная, среднеориентированная и высокоориентированная. В пределах подклассов выделены группы микроструктур по преобладающему типу контактов: коагуляционная, смешанная и кристаллизационно-цементационная, каждая из которых характеризуется определенными значениями прочности на одноосное сжатие и прочности индивидуальных контактов.



3. СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Свойства грунтов – это различные особенности грунтов, проявляющиеся при взаимодействии с внешними силовыми и энергетическими полями разной природы или веществами (вещественными полями) и приводящие к изменению каких-либо качеств грунтов.

Изучение свойств грунтов составляет в грунтоведении основу познания их качеств. Качественная определенность грунтов и происходящих в них явлений – это то, что делает грунты устойчивыми, разграничивает их и создает огромное разнообразие грунтов в природе.

3.1. Химические свойства грунтов

Химические свойства грунтов – это свойства грунтов, обусловленные происходящими в них химическими изменениями, и характеризующие их способность участвовать в химических взаимодействиях с различными веществами (Базовые ..., 2012). Они проявляются в различных химических реакциях и химических равновесиях, протекающих в грунтах, в химической поглотительной способности и растворимости грунтов, особенностях их кислотно-основных свойств и химической агрессивности. Из всего этого многообразия свойств в практике инженерно-геологических исследований наиболее часто приходится иметь дело с растворимостью, кислотно-основными свойствами и химической агрессивностью грунтов.

3.1.1. Растворимость засоленных грунтов, их основные характеристики и методы определения

Под растворимостью грунтов понимают способность грунтов образовывать с другими веществами растворы, т. е. гомогенные смеси переменного состава. Количественно растворимость характеризуется максимальным количеством грунта (или минерала), способным растворяться в данном растворителе при определенных P и T , т. е. концентрацией насыщенного, или равновесного, раствора, измеряемой, например, в мг/л, в молярной (моль/м³) или моляльной (кмоль / 1000 кг) формах. Растворимость минералов и веществ в грунтах удобно также характеризовать *произведением растворимости* (ПР) – произведением молярных концентраций (активностей) катионов и анионов минерала или вещества в его насыщенном растворе (Грунтоведение, 2005).

В инженерно-геологических целях важно знать наиболее растворимые разности, к которым относятся прежде всего галоидные грунты, содержащие галит, сильвин, некоторые типы карбонатных грунтов (известняк, доломит, мел, мергель), сульфатные грунты, содержащие гипс, ангидрит, а также засоленные грунты и др. Во всех случаях примесь в грунтах хорошо растворимых в воде минералов класса простых солей с ионным типом связей и обладающих сравнительно невысокими энергиями кристаллических решеток повышает их растворимость.

К засоленным грунтам следует относить грунты, в которых содержание легко- и среднерастворимых (водорастворимых) солей превышает величины, указанные в таблице 3.1.

Таблица 3.1 – Минимальное содержание легко- и среднерастворимых солей в грунтах (по СП 11-95-107, Ч. III)

Наименование засоленных грунтов	Минимальное суммарное содержание 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

К легкорастворимым солям относятся: хлориды (NaCl , KCl , CaCl_2 , MgCl_2); бикарбонаты (NaHCO_3 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$), карбонат натрия Na_2CO_3 , сульфаты магния и натрия MgSO_4 , Na_2SO_4 . **К среднерастворимым солям** относятся гипс $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ и ангидрит CaSO_4 .

Засоленные грунты приурочены 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, галоидные и др.). Они слагают солончаки, солоди, солонцы, такыры, которые различаются составом и содержанием легкорастворимых солей и 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).

Содержание водорастворимых солей в грунтах зоны аэрации зависит от многих факторов, прежде всего от климатических условий, которые определяют количество выпадающих осадков, способных вымывать соли. Процесс засоления грунтов проявляется в следующих условиях:

- при горизонтальной миграции солей и осаждении их из подземных вод в районах юр и предгорий, в субаэральных дельтах и предгорных равнинах;

- в результате вертикальной миграции солей при испарении поровых растворов; вследствие выветривания горных пород, содержащих нестойкие компоненты (карбонатные, сульфатные, галлоидные горные породы);

- при фильтрации через грунты жидких отходов из шламонакопителей, солеотвалов, растворонесущих коммуникаций промышленных предприятий и т. п.

Засоленные грунты характеризуются следующими показателями (СТБ 943-2007, ГОСТ 25100-2011):

- степень растворимости в воде (I_{dis} по СТБ 943-2007 или q_{sr} по ГОСТ 25100-2011);

- степень засоленности (D_{sal});

- степень выщелачивания солей (β).

Степень растворимости в воде I_{dis} , г/л, – характеристика, отражающая способность грунтов растворяться в воде и выражающаяся в количестве водорастворимых солей. По степени растворимости грунты подразделяют согласно таблицам 3.2, 3.3.

Таблица 3.2 – Классификация осадочных сцементированных грунтов по степени растворимости в воде (по СТБ 943-2007)

Разновидность грунтов	Количество воднорастворимых солей I_{dis} , г/л
Нерастворимый	$I_{dis} < 0,01$
Труднорастворимый	$0,01 \leq I_{dis} \leq 1$
Среднерастворимый	$1 < I_{dis} \leq 10$
Легкорастворимый	$I_{dis} > 10$

Таблица 3.3 – Классификация грунтов по степени растворимости в воде (по ГОСТ 25100-2011)

Разновидность грунтов	Количество воднорастворимых солей q_{sr} , г/л
Нерастворимый	$q_{sr} \leq 0,01$
Труднорастворимый	$0,01 < q_{sr} \leq 1$
Среднерастворимый	$1 < q_{sr} \leq 10$
Легкорастворимый	$10 < q_{sr} \leq 100$
Сильнорастворимый	$q_{sr} > 100$

Степенью засоленности D_{sal} , %, называется отношение массы водорастворимых солей в определенном объеме грунта к массе сухого грунта данного объема. По степени засоленности D_{sal} грунты подразделяются согласно таблицам 3.4, 3.5. Содержание легкорастворимых солей определяют с помощью водной вытяжки, а среднерастворимых – с помощью солянокислой вытяжки по стандартным методикам (см. п.п. 2.1.2).

Степенью выщелачивания солей β называется отношение массы выщелоченных из грунта солей к их начальной массе.

Таблица 3.4 – Классификация грунтов по степени засоленности (по СТБ 943-2007)

Разновидность грунтов	Степень засоленности грунтов D_{sal} , %
Полускальный грунт: незасоленный	$D_{sal} < 2$
засоленный	$D_{sal} \geq 2$
Крупнообломочный незасоленный: при содержании песчаного заполнителя 40 % или глинистого – менее 30 %	$D_{sal} < 2$
при содержании песчаного заполнителя 40 % и более	$D_{sal} < 0,5$
при содержании глинистого заполнителя 30 % и более	$D_{sal} < 5$
Крупнообломочный засоленный	Значение D_{sal} больше указанного для незасоленного грунта
Супесь и суглинок: незасоленный	$D_{sal} < 5$
засоленный	$D_{sal} \geq 5$

Таблица 3.5 – Классификация грунтов по степени засоленности (по ГОСТ 25100-2011)

Разновид- ность грунтов	Степень засоленности грунтов D_{sal} , %				
	легкорастворимыми солями		среднерастворимыми (гипс, ангидрит) солями		
	хлоридное, сульфатно- хлоридное засоление	сульфатное, хлоридно- сульфатное засоление	суглинок	супесь	песок
Незасолен- ный	$< 0,5$	$< 0,5$	$D_{sal} \leq 5$	$D_{sal} \leq 5$	$D_{sal} \leq 3$
Слабо- засоленный	$0,5 \leq D_{sal} < 2,0$	$0,5 \leq D_{sal} < 1,0$	$5 < D_{sal} \leq 10$	$5 < D_{sal} \leq 10$	$3 < D_{sal} \leq 7$
Средне- засоленный	$2,0 \leq D_{sal} < 5,0$	$1,0 \leq D_{sal} < 3,0$	$10 < D_{sal} \leq 20$	$10 < D_{sal} \leq 20$	$7 < D_{sal} \leq 10$
Сильно- засоленный	$5,0 \leq D_{sal} \leq 10,0$	$3,0 \leq D_{sal} \leq 8,0$	$20 < D_{sal} \leq 35$	$20 < D_{sal} \leq 30$	$10 < D_{sal} \leq 15$
Избыточно засоленный	$D_{sal} > 10,0$	$D_{sal} > 8,0$	$D_{sal} > 35$	$D_{sal} > 30$	$D_{sal} > 15$

При проведении инженерно-геологических изысканий в районах распространения засоленных грунтов следует устанавливать качественный состав и количественное содержание водорастворимых солей и их способность к растворению.

3.1.2. Кислотно-основные свойства грунтов

Грунты содержат компоненты, проявляющие свойства кислот, оснований и амфотерных соединений. Кислотно-основные свойства грунтов определяют и их агрессивность. Все грунты характеризуются определенной *кислотностью*, под которой *понимают свойство грунта, обусловленное его химическим составом, активностью и распределением ионов H^+* . Общая кислотность грунта обусловлена суммой диссоциированных (актуальная кислотность) и фиксированных (потенциальная кислотность) ионов H^+ . Универсальным показателем кислотно-основных свойств грунта является рН, величина которого может меняться в грунтах в самом широком диапазоне.

Актуальная (активная или реальная) *кислотность* грунта обусловлена свободными ионами H^+ порового раствора грунта, находящимися в равновесии с другими ионами. Обычно ее измеряют потенциометрически после длительного (несколько часов) взаимодействия системы «грунт – вода» в соотношении 1:2,5. Обозначают актуальную кислотность как рН (H_2O). Присутствующие в грунте ионы Al^{3+} и Fe^{3+} также вносят вклад в создание актуальной кислотности, поскольку образуют протоны в соответствии с реакцией: $Al^{3+} + nH_2O \leftrightarrow nH^+ + Al(OH)_3$.

Потенциальная кислотность грунта обусловлена ионами H^+ , находящимися в его поглощающем комплексе и способными замещаться металлами при титровании грунта основанием. Она зависит в основном от способности минералов и органических коллоидов грунта фиксировать ионы H^+ .

Аналогично выделяют актуальную щелочность грунта, обусловленную свободными ионами OH^- . Ее определяют в поровом растворе, грунтовой пасте, суспензии, вытяжке и др. Она также характеризуется величиной рН (т. к. $pOH^- = 14 - pH$). Кроме того, необходимо различать общую щелочность грунта – показатель его щелочности, характеризующий общее количество основных компонентов в данном грунте. Ее также называют «титруемой». Кроме общей определяют также конкретные виды щелочности, обусловленные карбонатными, боратными, сульфидными и другими ионами, а также органическими компонентами.

В различных грунтах величина рН изменяется в широких пределах – от 3,0–3,5 до 8,0–9,5 и выше. Так, в кислых болотных почвах рН = 3,0–4,0, а в солонцах и солончаках рН = 8,0–9,0. Большие колебания рН наблюдаются в лессах, находящихся в разных физико-географических зонах. При этом в лессах лесной зоны, в которых карбонаты полностью выщелочены или содержатся в незначительном количестве, рН = 4,5–7,0. В лессах степной и более южных зон обычно присутствует карбонат кальция и их рН = 7,0–8,0.

Величина рН в грунтах формируется под влиянием многих факторов, она зависит от состава обменных катионов, химико-минерального состава грунта, содержания и состава водорастворимых солей, от характера минерализации грунтовых вод, климатических условий, техногенных воздействий и др. Согласно Ф. Д. Овчаренко (1961) [56], при насыщении бентонита (монтмориллонитовой глины) ионами Na^+ , Ca^{2+} или H^+ величина рН в образцах составляла соответственно 9,65, 8,1 и 4,5.

Установлено, что грунты, имеющие в составе свободный карбонат кальция, как правило, имеют щелочную реакцию среды. В почвах и других грунтах зоны аэрации в связи с инфильтрационным выщелачиванием щелочность их среды обычно возрастает сверху вниз. Отмечается и прямая связь рН грунтов зоны аэрации с количеством выпадающих осадков: с их возрастанием рН снижается. В пределах одной климатической зоны величина рН грунтов зоны аэрации также зависит от элементов рельефа территории, определяющих тип ее промывного режима. Поэтому обычно на возвышенностях, где выпадает больше осадков и интенсивнее идет инфильтрация, выщелоченность грунтов выше, чем в соседних с ними низменностях.

Величина рН грунтов зависит не только от природных, но и от техногенных факторов. В районах интенсивного техногенного воздействия величина рН грунтов зависит от условий техногенной геохимической миграции различных элементов и может от нейтральной среды смещаться как в кислую, так и щелочную область. Сильное влияние на рН грунтов оказывают кислотные дожди, имеющие рН = 3,0–3,5.

3.1.3. Химическая агрессивность грунтов

Агрессивность грунтов рассматривается в широком и узком аспектах. 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.) [Грунтоведение, 2005].

Химическая агрессивность влажных грунтов зависит от состава жидкого компонента, от состава растворимых солей и их концентрации. В этом случае агрессивным будет раствор в порах грунта, и, следовательно, разрушение строительных конструкций будет протекать по механизму процессов их разрушения в жидких средах. С инженерно-геологической точки зрения наиболее важны два типа химической агрессивности жидкой компоненты: по отношению к бетону; к металлам. Агрессивность подземных вод по отношению к бетонным сооружениям регламентируется различными нормативными документами, в том числе ТКП 45-2.01-111-2008 [76] (таблицы 3.6–3.8). К основным видам химической агрессивности водных растворов по отношению к бетону относятся выщелачивающая, магниезиальная, обще-кислотная, сульфатная и углекислотная.

Выщелачивающая агрессивность обуславливается растворением различных составных частей бетона и постепенным выносом их фильтрующимся раствором. Так, она возникает за счет присутствия в поровом растворе грунта ионов HCO_3^- и проявляется в растворении CaCO_3 и выносе из бетона гидроксида кальция Ca(OH)_2 . Процесс выщелачивания идет интенсивно в мягкой пресной воде, он характеризуется также выносом солей сульфатного кальциевого состава, которые обуславливают рН растворов в интервале 8–10. При выщелачивании бетона раствором Na_2HCO_3 происходит вынос солей в основном сульфатно-хлоридного кальциево-магниевого состава при рН среды 9,4–9,9. Выщелачивание бетона растворами NaCl характеризуется выносом солей преимущественно сульфатно-карбонатного кальциево-магниевого состава при рН среды 8,2–9,6.

Магниезиальная агрессивность возникает за счет присутствия в поровом растворе грунта ионов Mg^{2+} и также проявляется в разрушении бетона.

Общекислотная агрессивность возникает при понижении значений рН среды. Для портландцемента поровая вода агрессивна при $\text{pH} < 6$, она также повышает растворимость кальцита, что ведет к разрушению бетона за счет выщелачивания CaCO_3 ; для шлакового портландцемента — при $\text{pH} < 6,7$; для пуццоланового цемента — при $\text{pH} < 5$.

Таблица 3.6 – Агрессивность подземных вод по отношению к бетонным сооружениям, размещенным в грунтах с $k_{\phi} > 0,1$ м/сут (по ТКП 45-2.01-111-2008)

Показатель агрессивности	Показатель агрессивности жидкой среды ¹ для напорных сооружений при марке бетона по водонепроницаемости			Степень агрессивного воздействия
	W_4	W_6	W_8	
Бикарбонатная щелочность, мг-экв/л (град)*	0–1,5(3)	–	–	слабая
Водородный показатель рН**	5,0–6,5	4,0–5,0	3,5–4,0	слабая
	4,0–5,0	3,5–4,0	3,0–3,5	средняя
	0,0–4,0	0,0–3,5	0,0–3,0	сильная
Содержание агрессивной углекислоты, мг/л	10–40	> 40***	–	слабая
	> 40***	–	–	средняя
Содержание магниезальных солей (мг/л) в пересчете на Mg^{2+}	1 000–2 000	2 000–3 000	3 000–4 000	слабая
	2 000–3 000	3 000–4 000	4 000–5 000	средняя
	> 3 000	> 4 000	> 5 000	сильная
Содержание аммонийных солей (мг/л) в пересчете на NH_4	100–500	500–800	800–1 000	слабая
	500–800	800–1 000	1 000–1 500	средняя
	> 800	> 1000	> 1 500	сильная
Содержание едких щелочей (мг/л) в пересчете на ионы K^+ и Na^+	50 000–60 000	60 000–80 000	80 000–100 000	слабая
	60 000–80 000	80 000–100 000	100 000–150 000	средняя
	> 80 000	> 100 000	> 150 000	сильная
Суммарное содержание хлоридов, сульфатов ² , нитратов и других солей (мг/л) при наличии испаряющих поверхностей	10 000–20 000	20 000–50 000	50 000–60 000	слабая
	20 000–50 000	50 000–60 000	60 000–70 000	средняя
	> 50 000	> 60 000	> 70 000	сильная

Примечания:

¹ При оценке степени агрессивного воздействия среды в условиях эксплуатации сооружений, расположенных в слабофильтрующих грунтах с $k_{\phi} > 0,1$ м/сут, значения показателей должны быть умножены на 1,3.

² Содержание сульфатов в зависимости от вида и минерального состава цемента не должно превышать пределов, указанных в таблицах 3.6 и 3.7.

* При любом значении бикарбонатной щелочности среда не агрессивна по отношению к бетону с маркой по водонепроницаемости W_6 и более, а также W_4 при коэффициенте фильтрации грунта $< 0,1$ м/сут.

** Оценка агрессивного воздействия среды по рН не распространяется на растворы органических кислот высоких концентраций и углекислоту.

*** При превышении значений показателей агрессивности, указанных в таблице, степень агрессивного воздействия среды по данному показателю не возрастает.

Таблица 3.7 – Агрессивность сульфатсодержащих подземных вод по отношению к бетонным сооружениям, расположенным в грунтах с $k_{\phi} > 0,1$ м/сут и открытых водоемах (по ТКП 45-2.01-111-2008)

Цемент	Показатель агрессивности жидкой среды* (по содержанию сульфатов в пересчете на ионы SO_4^{2-} , мг/л) при содержании ионов HCO_3^- , мг-экв/л			Степень агрессивного воздействия на бетон марки W_4^{**}
	0–3,0	3,0–6,0	> 6,0	
Портландцемент по ГОСТ 10178-76	250–500 500–1 000 > 1 000	500–1 000 1 000–1 200 > 1 200	1 000–1 200 1 200–1 500 > 1 500	слабая средняя сильная
Портландцемент по ГОСТ 10178-76 с содержанием $\text{C}_3\text{S} (< 65\%)$, $\text{C}_3\text{A} (< 7\%)$, $\text{C}_3\text{A} + \text{C}_3\text{AF} (< 22\%)$ и шлако-портландцемент	1 500–3 000 3 000–1 000 > 4 000	3 000–4 000 4 000–5 000 > 5 000	4 000–5 000 5 000–6 000 > 6 000	слабая средняя сильная
Сульфатостойкие цементы по ГОСТ 22266-76	3 000–6 000 6 000–8 000 > 8 000	6 000–8 000 8 000–12 000 > 12 000	8 000–12 000 12 000–15 000 > 15 000	слабая средняя сильная
<p>Примечания:</p> <p>* При оценке степени агрессивности среды в условиях эксплуатации сооружений, расположенных в слабофильтрующих породах с $k_{\phi} < 0,1$ м/сут, значения показателей таблицы должны быть умножены на 1,3.</p> <p>** При оценке степени агрессивности среды для бетона марки по водонепроницаемости W_6 значения показателей таблицы должны быть умножены на 1,3, для бетона марки по водонепроницаемости W_8 – на 1,7.</p>				

Таблица 3.8 – Агрессивность жидкой неорганической компоненты по отношению к арматуре железобетонных конструкций (по ТКП 45-2.01-111-2008)

Содержание хлоридов в пересчете на ион Cl^- , мг-экв	Степень агрессивного воздействия	
	постоянное погружение	периодическое смачивание
до 500	Неагрессивная	Слабоагрессивная
500–5 000	Неагрессивная	Среднеагрессивная
более 5 000	Слабоагрессивная	Сильноагрессивная

Сульфатная агрессивность возникает за счет присутствия в поровом растворе грунтов ионов SO_4^{2-} и проявляется в формировании сначала гипса – кристаллогидратов сульфата кальция $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$, а затем – гидросульфатоалюмината кальция (так называемой «цементной бациллы», или этtringита), увеличивающих при кристаллизации свой объем до 2,5 раз и приводящих к вспучиванию и разрушению бетона.

Сульфатной агрессивности способствуют и обменные реакции между $\text{Ca}(\text{OH})_2$ цементного камня и сернокислыми солями, содержащимися в поровой воде или грунте (присутствие гипса, пирита и др.).

Углекислотная (карбонатная) агрессивность возникает за счет формирования в поровом растворе грунта углекислоты H_2CO_3 , которая также провоцирует процесс разрушения бетона; она часто возникает совместно с выщелачивающей агрессивностью. Этому способствует повышенное содержание в поровом растворе CO_2 , которое приводит к образованию растворимых бикарбонатов кальция, способных к выщелачиванию.

Согласно В. М. Москвину и др. (1980) [55], по механизму выделяются три основных вида разрушения (коррозии) бетона. К *первому виду* он относит все процессы коррозии, которые возникают в бетоне при действии жидких сред (водных растворов), способных растворять компоненты цементного камня. При этом составные части цементного камня растворяются и выносятся из структуры бетона. Особенно интенсивно этот процесс может протекать при фильтрации воды через толщу бетона. Подобные процессы могут протекать не только при свободном обмывании бетонных сооружений водой, но и в высокопроницаемых грунтах при наличии в них водоносных горизонтов. При этом следует учитывать фильтрационную проницаемость грунта.

Если в воде содержатся соли, не реагирующие непосредственно с составными частями цементного камня, то они могут повысить растворимость гидратированных минералов цементного камня из-за повышения ионной силы раствора. Коррозия бетона первого рода вызывается последовательным растворением (выщелачиванием) сначала наиболее растворимого минерала цементного камня портландита $\text{Ca}(\text{OH})_2$, а затем с понижением в растворе концентрации CaO и других составляющих цементного камня – гидросиликатов и гидроалюминатов. Присутствие в растворе солей оказывает значительное влияние на растворимость портландита. Одноименные ионы Ca^{2+} и OH^- снижают, а посторонние, как, например, SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , K^+ , повышают его растворимость.

Ко *второму виду* коррозии можно отнести процессы, при которых происходят химические взаимодействия – обменные реакции

между компонентами цементного камня и раствора, в том числе обмен катионами; образующиеся продукты реакции либо легко растворимы и выносятся из структуры путем диффузии или фильтрации, либо отлагаются в виде аморфной массы, не обладающей вяжущими свойствами и не влияющей на дальнейший разрушительный процесс.

Наиболее распространенный вид коррозии второго рода – коррозия под влиянием углекислых вод, вызывающих разрушение карбонатной пленки бетонов (углекислотная агрессивность). Этот процесс ускоряется с увеличением скорости течения воды (скорости фильтрации воды в грунте). В слабофильтрующих грунтах в поровых растворах сравнительно быстро устанавливается карбонатное равновесие – и процесс замедляется.

В приморских районах широко распространена магниевая коррозия бетонов (коррозия второго рода). Она вызывается, как правило, сульфатами и хлоридами магния, вступающими в обменную реакцию с портландитом, в процессе которой гидроксид магния выпадает в осадок в порах и трещинах бетонной конструкции, а соли кальция выносятся раствором, причем образующийся при этом сернокислый кальций также может оказывать значительное коррозионное воздействие на бетон. К коррозии второго рода приводят также кислотные и щелочные растворы, однако этот вид коррозии бетонов в грунтах редко встречается и возможен только при их техногенном загрязнении.

Третий вид коррозии бетона включает процессы, при развитии которых в порах бетона происходят накопление и кристаллизация малорастворимых продуктов реакции с увеличением объема твердой фазы или веществ, способных при фазовых переходах, полимеризации и подобных процессах увеличивать объем твердой фазы в порах бетона. Кристаллизация и другие вторичные процессы, развивающиеся в бетоне, создают внутренние напряжения, которые могут привести к повреждению структуры бетона. К коррозии этого вида относится коррозия под действием сульфатов (сульфатная агрессивность). В данном случае разрушение происходит из-за роста кристаллов гидросульфатоалюмината кальция. Подобный вид разрушения бетона встречается часто в грунтах с переменным уровнем грунтовых вод или при контакте бетонных конструкций с периодически увлажняемыми засоленными грунтами.

Определение засоленности, кислотности и щелочности, а также химической агрессивности грунтов по отношению к бетону конструкций производится по результатам химических анализов водной вытяжки грунтов и содержащихся в них подземных вод по стандартным методикам (см. п.п. 2.1.2).

3.2. Физико-химические свойства грунтов

К физико-химическим относят свойства грунтов, проявляющиеся в ходе различных физико-химических взаимодействий и явлений, происходящих на границах раздела фаз или в объеме всего грунта. Значительную роль среди них играют взаимодействия на поверхностях или границах раздела фаз грунта, обладающих поверхностной энергией и обуславливающие различные поверхностные физико-химические явления, такие как концентрирование фаз на границах раздела (адсорбция), ионный обмен, адгезия, смачивание, капиллярность и т. д. Эту группу свойств называют физико-химическими поверхностными свойствами.

Другие физико-химические свойства хотя и связаны с поверхностными процессами и явлениями, но проявляются во всем объеме грунта, как например, процессы набухания, усадки, размокания, размягчения, размывания и др. Эти свойства называются физико-химическими объемными.

3.2.1. Адсорбционные свойства грунтов

Адсорбционные свойства грунтов – особенности грунтов, характеризующие их способность поглощать (сорбировать) какие-либо вещества. В их основе лежит физико-химическое явление адсорбции – концентрирование вещества (адсорбата) из объема фаз на поверхности раздела между ними. В грунтах адсорбция может происходить на различных межфазных поверхностях: твердой и жидкой (адсорбция из раствора), твердой и газообразной (адсорбция из паров или газа), жидкой и газообразной и др. Она наиболее выражена в дисперсных грунтах, где доля межфазных поверхностей наиболее значительна. Различают *физическую адсорбцию*, являющуюся результатом проявления дисперсионных (молекулярных) сил и электростатических взаимодействий, и *химическую адсорбцию* (хемосорбцию), при которой адсорбат вступает в химические реакции с адсорбентом.

Физическая адсорбция является самопроизвольным процессом, идущим с уменьшением свободной поверхностной энергии, и описывается уравнением Гиббса: $\Gamma_i = - (d\sigma / d\mu_i)$, где Γ_i – избыток компонента i в поверхностном слое по сравнению с его равновесной концентрацией в объемной фазе; σ – поверхностное натяжение; μ_i – химический потенциал i -го компонента.

Физическая адсорбция из растворов может быть положительной (при которой поглощается растворенное вещество) или отрицательной (поглощается растворитель). Положительно адсорбирующиеся

вещества, вызывающие понижение поверхностного натяжения, называются поверхностно-активными (ПАВ), а отрицательно адсорбирующиеся – поверхностно-инактивными (ПИВ). Адсорбция веществ в грунтах происходит на различных активных участках – «центрах адсорбции», и сопровождается выделением теплоты (теплота адсорбции). В зависимости от толщины адсорбированного слоя различают «островную» (прерывистые скопления молекул), мономолекулярную (слой толщиной в 1 молекулу) и полимолекулярную (толщиной в несколько молекул) адсорбцию. К настоящему времени предложен ряд теорий адсорбции, которые делятся на две группы: теории нелокализованной адсорбции (предполагающие возможность перемещения адсорбата по поверхности адсорбции) и теории локализованной адсорбции, в соответствии с которыми считается, что молекулы адсорбированного вещества, попав на поверхность адсорбента, не могут по ней перемещаться. В рамках теорий второй группы наибольшее распространение к настоящему времени получили теории адсорбции Ленгмюра, теория Брунауэра, Эммета и Теллера (теория БЭТ), потенциальная теория Поляни, а также теория объемного заполнения пор М. М. Дубинина.

Адсорбция характеризуется изотермой адсорбции – графиком зависимости количества адсорбированного вещества (адсорбата) от концентрации этого вещества в объемной фазе при постоянной температуре. Изотермы адсорбции воды на разных типах грунтов по виду сходны друг с другом и имеют S-образную форму (см. п.п. 2.2.2). Адсорбция грунтами воды зависит от их минерального состава (увеличиваясь в ряду: каолинит < хлорит < иллит < смектит), она возрастает с увеличением дисперсности, уменьшением температуры, зависит от заряда обменных катионов и других факторов.

Адсорбция грунтами различных веществ из растворов имеет более сложный характер: неэлектролиты адсорбируются в молекулярной форме, электролиты – в ионной. В последнем случае участки поверхности, имеющие определенный заряд, адсорбируют противоположно заряженные ионы, а ионы, одноименно заряженные с поверхностью адсорбента, ею не адсорбируются. Под действием электростатических сил они остаются около адсорбированных ионов, образуя вместе с ними вблизи поверхности двойной электрический слой. С ростом валентности ионов электролита возрастает их способность адсорбироваться на заряженных микроучастках адсорбента ($\text{Na}^+ < \text{Ca}^{2+} < \text{Fe}^{3+}$).

Также различают обменную адсорбцию – процесс поглощения поверхностным слоем грунта ионов из порового раствора электроли-

та, сопровождающийся переходом в раствор эквивалентных количеств ионов из грунта (без разрушения его кристаллической структуры), поглощенных им ранее. Это самопроизвольный обратимый процесс, протекающий до установления в системе равновесия и подчиняющийся закону действующих масс. Количественно обмен ионов оценивается величиной емкости обмена грунта (СЕС) – концентрацией способных к обмену ионов в поглощенном комплексе грунта (в мг-экв на 100 г грунта или в кг-экв на 1 м³ грунта). Емкость обмена грунта является постоянной величиной (СЕС = const) в данных условиях. В зависимости от минерального состава грунта величина СЕС меняется от единиц до 120–150 мг-экв на 100 г. Зависимость состава сосуществующих фаз графически представляют в виде изотермы ионного обмена – графика зависимости состава ионита от равновесного с ним состава порового раствора.

Наиболее активными природными сорбентами являются дисперсные глинистые и лессовые грунты (а также почвы), для которых обычно и проводят экспериментальные определения их сорбционной способности. Отделить различные механизмы адсорбции достаточно трудно, и поэтому способность грунтов к поглощению того или иного вещества изучают по суммарной их сорбционной или поглотительной $E_{\text{п}}$ способности в отношении этого вещества на основании изменения его концентрации в растворе после взаимодействия с грунтом, используя зависимость:

$$E_{\text{п}} = ((C_0 - C_v) \times V / m_0) \times 100,$$

где C_0 и C_v – исходная и конечная равновесная концентрации вещества в растворе;

V – объем раствора;

m_0 – навеска сухого грунта.

3.2.2. Адгезионные свойства и липкость грунтов

Адгезией называется прилипание жидкости или твердых частиц к разнородным твердым поверхностям. В соответствии с этим выделяют адгезию жидкостей и адгезию твердых частиц к минеральным или иным поверхностям.

Когезией называется взаимодействие молекул внутри одного тела, например, внутри жидкости или минерала.

Аутогезией называется слипание друг с другом твердых частиц одинакового состава в воздушной или жидкой среде, например, слипание пылеватых частиц грунта одинакового минерального состава.

Адгезия различных жидкостей к минеральным поверхностям грунтов имеет существенное значение в технической мелиорации грунтов, в процессах смачивания грунтов, проявлении капиллярных свойств и др. Адгезия твердых грунтовых частиц к внешним предметам имеет значение в основном для транспортных средств, землеобрабатывающих и горнодобывающих механизмов и др.

Адгезия частиц грунта определяется силой, которую необходимо приложить к частицам для их отрыва от поверхности. Также как и адсорбция в грунтах, адгезия осуществляется за счет уменьшения свободной поверхностной энергии системы. Причинами адгезии частиц грунта могут быть те же силы, которые ответственны за структурообразование грунтов, т. е. силы молекулярного притяжения, кулоновская или сила зеркального отображения, магнитное притяжение, капиллярная сила, а также расклинивающее давление тонкого слоя жидкости и в ряде случаев – химическая связь.

Адгезия частиц лежит в основе *кольматации грунтов, под которой понимают процесс заполнения грунтовых пустот более мелкими частицами, проходящими сквозь грунт с фильтрующимся раствором (суспензией)*. При этом происходит закупорка части сквозных пор, за счет чего снижается фильтрационная способность грунта, и он уплотняется. Этот процесс широко распространен в природе и применяется в технической мелиорации грунтов.

Механизм кольматации комплексный: за счет молекулярных сил адгезии наиболее мелкие частицы прилипают к поверхности более крупных частиц. Кроме того, более крупные частицы, размер которых соизмерим с диаметром пор, способны застревать в сужениях поровых каналов в результате «механического поглощения», а точнее – механического зацепления и трения. Процесс адгезии мелких частиц при кольматации лимитируется активностью адсорбционных центров поверхности, насыщенность которых приостанавливает этот процесс, и далее частицы при фильтрации свободно проходят по поровым каналам.

Кроме кольматации адгезия частиц грунта имеет существенное значение в таких природных процессах, как ветровая эрозия почв, суффозия, водная эрозия грунтов, их водопрочность и т. д.

Липкость грунта – это способность грунта при определенном содержании воды прилипать к поверхности твердых предметов. Ее учет необходим при работе различных дорожных и почвообрабатывающих машин, землеройной техники, транспортеров и др.

Липкость обусловлена взаимодействием твердой компоненты грунта с внешним предметом через пленку связанной воды и воды

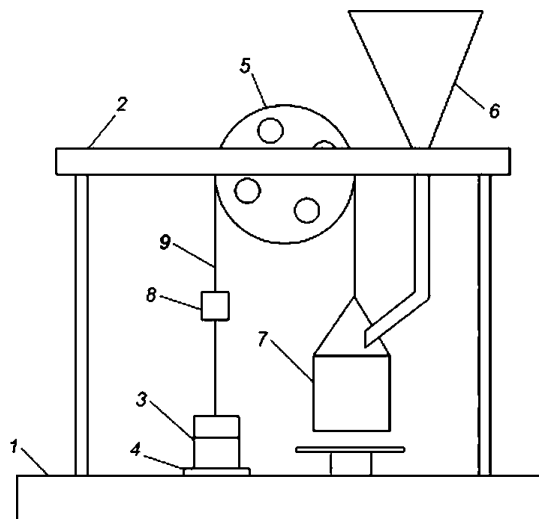
переходного состояния. Последняя играет решающую роль. При этом вода, с одной стороны, взаимодействует с частицами грунта, а с другой – с поверхностью соприкасающегося предмета. По своему типу это взаимодействие является комплексным, оно близко к адгезии, но существенный вклад в него вносят явления когезии внутри жидкости и аутогезии между соприкасающимися частицами грунта.

Липкость наиболее характерна для связных (глинистых и лессовых) грунтов. Это свойство появляется при относительно небольших внешних нагрузках 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 грунтов резко возрастает и, достигнув максимального для данного грунта значения, уменьшается.

Липкость грунтов наиболее полно характеризуют три показателя, которые определяют по графику зависимости липкости от влажности: влажность начального прилипания ($w_{\text{нп}}$), влажность максимального прилипания ($w_{\text{мп}}$) и максимальная липкость (L_{max}). Последняя измеряется в единицах давления (МПа, кг/см², Н/см²). Значения этих параметров липкости грунтов зависят от таких особенностей грунта, как химико-минеральный состав, дисперсность, сложение, состав обменных катионов, состав и концентрация порового раствора. Они также зависят от давления на взаимодействующий с грунтом предмет, времени действия давления, температуры и др. При увеличении давления на штамп величина максимальной липкости возрастает, а влажность начального и максимального прилипания снижается, причем первая стремится к влажности максимальной гигроскопичности, а вторая – к влажности максимальной молекулярной влагоемкости. С увеличением длительности действия постоянной нагрузки на штамп величина липкости грунтов нелинейно возрастает, стремясь к некоторому постоянному значению. С повышением скорости отрыва предмета от грунта липкость глинистых грунтов возрастает. В области положительной температуры нагревание грунтов приводит к снижению их липкости.

Липкость песков и супесей ничтожна по сравнению с липкостью глинистых грунтов, у которых она изменяется от 0,2–0,3 до 5–6 Н/см² (наиболее часто 0,5–2 Н/см² при нагрузках до 0,8 МПа). У последних одновременно с ростом содержания глинистых частиц возрастает величина максимальной липкости и соответствующая ей влажность, а также влажность начального прилипания. Глинистые грунты сильнее прилипают к дереву и резине по сравнению с металлическими поверхностями, а песчаные и торфяные грунты – наоборот, к металлам.

Определение липкости проводят на различных приборах. Это приборы В. В. Охотина, Н. А. Качинского, УИЛ-2 конструкции В. Я. Калачева и В. Т. Трофимова, полевой прибор ППЛ-1. Для решения практических задач при инженерно-геологических исследованиях наиболее широко применяется прибор В.В. Охотина, конструкция и методика испытаний которого положены в основу ГОСТ 34259–2017 «Грунты. Метод лабораторного определения липкости» (рисунок 3.1).



- 1 – основание; 2 – стойка; 3 – форма для грунта; 4 – полозья для формы;
 5 – блок; 6 – воронка; 7 – ведро для груза;
 8 – штамп с противовесом для уравнивания формы для грунта
 и ведерка и площадкой для груза; 9 – струна

Рисунок 3.1 – Принципиальная схема конструкции липкометра
 (по ГОСТ 34259-2017).

Методика определения липкости грунтов с помощью липкомера по ГОСТ 34259-2017 заключается в следующем. Форму с подготовленным образцом грунта и зафиксированным к нему штампом устанавливают на основание прибора. К штампу присоединяют струну прибора с подвешенным через блок ведром для груза. Через воронку мелкими порциями подсыпают дробь в ведро, наблюдая за штампом. Как только штамп оторвется от грунта, подачу дроби прекращают. Груз в ведре взвешивают и определяют влажность грунта. Значение липкости грунта L , г/см² (кПа), вычисляют по формуле: $L = P / F$, где P – вес дроби, гс; F – площадь штампа, см². В качестве окончательного значения липкости при определенной влажности принимают среднеарифметическое значение двух определений.

Нередко в грунтоведческих лабораториях используют прибор Н. А. Качинского, представляющий собой видоизмененные технохи-

мические весы, правая чашка которых заменена специальным подвесным стержнем, заканчивающимся диском площадью 10 см^2 , он позволяет определять липкость грунтов нарушенного и ненарушенного сложения до $0,15 \text{ Н/см}^2$.

Прибор УИЛ–2 относится к числу портативных лабораторных приборов и также предназначен для измерения липкости грунтов естественной структуры и нарушенного сложения. Ряд конструктивных особенностей этого прибора (наличие устройства, передающего на штамп предварительную прижимающую нагрузку в интервале $0,005–1 \text{ МПа}$; использование электромагнита для быстрого и плавного увеличения отрывающего усилия; автоматическое фиксирование момента отрыва штаМПа от поверхности грунта; использование в качестве грунтового стакана съемного режущего кольца) позволяют свести до минимума разброс данных при контрольных измерениях липкости, значительно ускоряют процесс определения ее величины при практически постоянной точности $2 \times 10^5–3 \times 10^5 \text{ Н/м}^2$, а также увеличивают набор задач, решаемых с его помощью.

3.2.3. Капиллярные свойства грунтов

Капиллярные свойства грунтов – это особенности грунтов, характеризующиеся капиллярными явлениями, возникающими вследствие наличия поверхностного натяжения поровой жидкости на границе с газом (собственным паром) или другой жидкостью. Обусловлены возникновением капиллярного давления ($p_{\text{кап}}$), проявляются в капиллярно-пористых грунтах в виде таких явлений, как капиллярное поднятие воды и смачивание (впитывание).

Согласно закону П. Лапласа (1805), $p_{\text{кап}}$ равно разности давлений в жидкости с искривленной (p_0) и плоской ($p_{\text{пл}}$) поверхностью: $p_{\text{кап}} = p_0 - p_{\text{пл}} = 2\sigma / R$, где σ – поверхностное натяжение жидкости; R – радиус кривизны поверхности жидкости. Из закона Лапласа вытекает формула для высоты капиллярного поднятия воды в грунте (h_c): $h_c = 2\sigma \times \cos\theta / r\rho_w g = p_{\text{кап}} / \rho_w g$ где ρ_w – плотность жидкости; r – радиус капилляра (поры); g – ускорение свободного падения; θ – краевой угол смачивания. Величина h_c в грунтах зависит от химико-минерального состава грунта, его структурно-текстурных особенностей, состава и свойств жидкости и др. С увеличением дисперсности грунта h_c возрастает.

Капиллярное давление воды ($p_{\text{кап}}$) в грунтах определяется из формулы Лапласа ориентировочно, так как обычно неизвестны ради-

усы кривизны поверхности жидкости в грунте. Поэтому на практике его измеряют инструментальными методами (с помощью тензиометров). Величина $p_{\text{кап}}$ наряду с адсорбционной ($p_{\text{адс}}$) и осмотической ($p_{\text{осм}}$) составляющими является одной из частей общего давления влаги в грунте $P_{\text{в}}$, определяющего его водоудерживающую способность, т. е. $P_{\text{в}} = p_{\text{адс}} + p_{\text{кап}} + p_{\text{осм}} + \dots$.

В гетеропористых грунтах величина $p_{\text{кап}}$ определяется особенностями структуры порового пространства, она больше в самых узких капиллярных порах и меньше в широких. Однако чем меньше поры, тем ниже их влагопроводность, поэтому при капиллярном впитывании воды сначала быстро заполняются широкие поры, а затем медленно более тонкие.

За счет разности капиллярного давления в разных частях грунта капиллярная влага способна передвигаться в направлении градиента $p_{\text{кап}}$. На границах слоев грунтов разной дисперсности (например, крупнозернистого и тонкозернистого песка) за счет разных величин $p_{\text{кап}}$ в них может формироваться «капиллярно-подвешенная» влага. Толщина слоя «подвешенной» влаги ($h_{\text{с. под}}$) на границе двух слоев песка определяется из выражения $h_{\text{с. под}} = h_{\text{с1}} - h_{\text{с2}}$, где $h_{\text{с1}}$ и $h_{\text{с2}}$ – высота капиллярного поднятия воды в слое тонкозернистого и крупнозернистого песка соответственно. Максимальная высота слоя «подвешенной» влаги равна разности высот капиллярного подъема в тонкопористом и крупнопористом грунтах.

Одним из наиболее простых способов определения высоты капиллярного поднятия $h_{\text{с}}$ в песках является метод непосредственных наблюдений за уровнем капиллярной каймы в стеклянной градуированной трубке с внутренним диаметром 2–3 см и высотой 0,5–1 м, заполненной воздушно-сухим грунтом и погруженной на 0,5–1,0 см в воду или раствор. Метод основан на том, что, отметив время погружения трубки в воду, следят за скоростью поднятия воды по окраске песка. Положение уровня воды отмечают через 1, 2, 5, 10, 20, 30 мин. По завершении опыта трубку послойно освобождают от песка, определяя пробы на влажность в нескольких точках (6–7) по высоте трубки (в том числе и над капиллярной каймой). Пробы высушивают и рассчитывают весовую влажность. По результатам испытаний строится в полулогарифмическом масштабе график зависимости высоты капиллярного поднятия воды $h_{\text{с}}$ от времени t . По графику зависимости $h_{\text{с}} - f(t)$ для различных интервалов времени Δt рассчитывается изменение скорости капиллярного поднятия $v = \Delta h_{\text{с}} / \Delta t$ и строится график $v = f(t)$ также в полулогарифмическом масштабе. По результатам определения влажности строится профиль распределения равновес-

ной влажности по высоте трубки $h_c - f(w)$. По точкам перегиба на этом графике определяется наименьшая и наибольшая капиллярная влагоемкость песка. Затем по значениям h_c рассчитывается капиллярное давление $p_{\text{кап}} = h_c \rho_w g$ и строится кривая водоудерживающей способности данного песка в координатах $p_{\text{кап}} = f(w)$.

В высокодисперсных глинистых грунтах, имеющих по сравнению с песчаными поры существенно меньшего размера, высота капиллярного поднятия воды достигает нескольких метров. В связи с этим ее определение в глинах методом непосредственных наблюдений в трубках неудобно, а иногда невозможно вследствие большой продолжительности опыта и громоздкости оборудования.

Капиллярные свойства пород влияют на работу инженерного сооружения: они усиливают фильтрацию и потери воды из оросительных систем и каналов, способствуют подтоплению зданий при капиллярном подъеме воды от уровня подземных вод, определяют перераспределение влаги в трехфазных грунтах зоны аэрации. Капиллярные свойства грунтов тесно связаны с водопрочностью грунтов.

3.2.4. Водопрочность (водоустойчивость) грунтов

Водопрочность (водоустойчивость) грунтов – это способность грунтов сохранять механическую прочность и устойчивость в водной среде. Водопрочность грунтов в инженерной геологии характеризуют по их размокаемости, размягчаемости и размываемости.

Размокаемость грунтов – их способность при замачивании в спокойной воде терять связность и превращаться в рыхлую массу с полной потерей прочности. Размокают дисперсные грунты (особенно лессовые, глинистые, супесчаные), а также слабосцементированные осадочные грунты с растворимым, неводостойким или глинистым цементом. Показателями размокаемости являются: 1) время размокания (t_p) – интервал времени, за который образец, помещенный в воду, теряет связность и распадается; 2) скорость размокания (v_p) – относительная потеря массы $\Delta m / m_0$ образца за время Δt , где m_0 – начальная масса образца; 3) характер размокания, оцениваемый визуально в выработках или на образцах. Размокаемость зависит от химико-минерального состава, структурно-текстурных особенностей, влажности, плотности грунта, состава и концентрации взаимодействующего с грунтом водного раствора.

Большая часть грунтов с жесткими структурными связями является практически неразмокаемой. В противоположность им дисперсные грунты, характеризующиеся наличием водно-коллоидных связей,

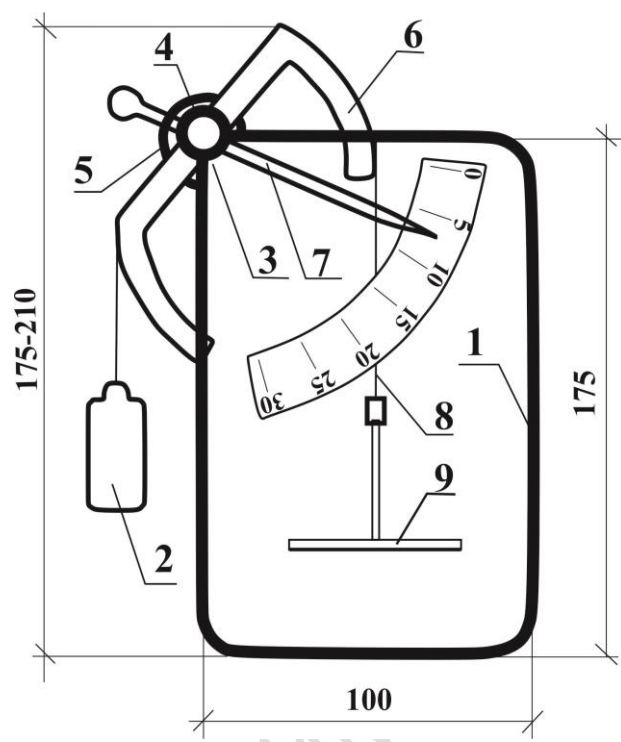
относятся к группе размокаемых. На скорость и характер размокания этого типа грунтов огромное влияние оказывает гранулометрический состав, определяющий в значительной степени порометрические характеристики грунтов и, следовательно, их водопроницаемость. На основании работ В. В. Охотина (1933), проводившего изучение скорости размокания в воде воздушно-сухих образцов грунтов, можно выделить следующие виды грунтов:

- легкие суглинки – водопрочность в спокойной воде ничтожна;
- средние суглинки – размокаемость зависит от величины и характера пор и содержания глинистых частиц: при малой пористости размокаемость уменьшается с увеличением содержания глинистых частиц, при большой пористости она не зависит от содержания в них глинистых частиц;
- тяжелые суглинки и глины с большой пористостью – размокаемость увеличивается с увеличением содержания в них глинистых частиц;
- глины с малой пористостью – величина водопрочности приближается к максимальному значению;
- тяжелые глины – размокаемость уменьшается с увеличением содержания в них глинистых частиц;
- лессы – весьма значительная скорость размокания.

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

Очень большое влияние на размокаемость связных грунтов оказывает величина 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. Согласно В. А. Приклонскому (1955), 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 каолинитовой – около 25 %). Образцы грунтов, находящиеся в воде под нагрузкой, размокают быстрее, чем образцы, не испытывавшие давления. Для определения размокания грунтов при-

меняют прибор ПРГ-1 (рисунок 3.2), который позволяет получить лабораторные данные о скорости и характере размокания образцов грунта с нарушенной и ненарушенной структурой при естественной влажности.



1 – корпус прибора; 2 – противовес; 3 – гайка; 4 – качающаяся ось; 5 – опора; 6 – скобообразный рычаг; 7 – стрелка; 8 – гибкая связь; 9 – сетка

Рисунок 3.2 – Схема прибора ПРГ-1

Принцип работы прибора заключается в следующем. Корпус прибора заполняется водой. Убедившись, что стрелка прибора занимает нулевое положение, на сетку устанавливают образец грунта и записывают первоначальную числовую отметку. Затем числовые отметки фиксируются через 5, 10, 30 и 60 мин. Опыт считается законченным, когда грунт полностью провалится сквозь сетку и стрелка займет нулевое положение. Определив числовую характеристику скорости распада грунта под водой, строят график скорости размокания. На оси абсцисс откладывают время, на оси ординат – распад грунта в процентах. По времени размокания образца различают типы размокаемости: 1) мгновенная – полностью за 1 мин; 2) очень быстрая – более 80–90 % объема за 30 мин; 3) быстрая – более 50 % объема за 1 ч; 4) медленная – менее 50 % объема за 6 ч; 5) очень медленная – менее 25 % объема за 24 ч; 6) неразмокающий грунт – менее 10 % объема за 48 ч. По характеру размокания образца различают форму, размеры (крупные, мелкие комочки, чешуйки, пыль), последовательность распада.

Размягчаемостью грунтов называется способность скальных грунтов снижать прочность при взаимодействии с водой. Механизм размягчения, как и размокания грунтов, заключается в ослаблении структурных связей между частицами, зернами, кристаллами вследствие проникновения в промежутки между ними молекул воды и снижения при этом поверхностной энергии. Показателем размягчаемости является коэффициент размягчаемости (k_{sof}) – отношение пределов прочности грунта на одноосное сжатие соответственно в водонасыщенном ($R_{\text{сжw}}$) и воздушно-сухом ($R_{\text{сж}}$) состояниях: $k_{\text{sof}} = R_{\text{сжw}} / R_{\text{сж}}$. Чем выше значение k_{sof} , который и изменяется в пределах от 0 до 1, тем менее размягчаемым является данный грунт.

Размягчаемость грунтов зависит от их минералогического состава, прочности связи между зернами, их пористости и ряда других факторов. Большая часть невыветрелых изверженных и многие разновидности метаморфических грунтов очень слабо размягчаются в воде; их коэффициент размягчаемости изменяется в пределах 0,95–1,0. Многие осадочные грунты, наоборот, размягчаются в гораздо большей степени. Особенно сильно размягчаются грунты, содержащие значительное количество глинистых частиц (мергели, мергелистые известняки, глинистые песчаники, глинистые, сланцы и др.), карбонатные (известняки, мел и др.) 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. Грунты, имеющие коэффициент размягчаемости ниже 0,75, считаются слабоустойчивыми при использовании их в качестве естественных строительных материалов.

Влияние воды на прочность грунтов сильно возрастает при растворении в ней адсорбирующихся поверхностно-активных веществ (например, жидкостных понизителей твердости). Эти вещества увеличивают «проникающую» способность воды, которая, попадая в самые тонкие трещины, не дает возможности им сомкнуться. Остаточная трещиноватость возрастает, а прочность грунтов падает.

Размягчаемость грунтов является косвенным показателем их способности сопротивляться выветриванию и воздействию замерзающей воды. Все сильно размягчающиеся грунты быстро выветриваются и обладают незначительной морозостойкостью.

Для определения размягчаемости пород готовят цилиндрические образцы при соотношении высоты к диаметру от 1,5 до 2 со строго параллельными торцевыми плоскостями. При отсутствии

цилиндрических образцов используют образцы призматической формы при соблюдении указанных соотношений по высоте и основанию. Для исследований необходимо иметь несколько (не менее трех пар) параллельных образцов-близнецов. Подготовленные образцы маркируют, обмеряют и половину их помещают в кристаллизатор с водой для замачивания. Сильно пористые образцы грунтов (известняк, песчаник, мергель, алевролит, трепел, опока и т. п.) замачивают постепенной капиллярной пропиткой во избежание защемления воздуха в порах. Замачивание проводят в течение 1 суток и более.

Сухие и параллельные им водонасыщенные образцы испытывают на сжатие под прессом или на приборе МП-2С по общепринятой методике. Перед испытанием водонасыщенные образцы взвешивают для контроля степени насыщения. По полученным средним значениям прочности для параллельных образцов рассчитывают k_{sof} .

Под размываемостью грунтов понимают их способность разрушаться под влиянием движущейся воды, действующей на грунтовую толщу. В зависимости от характера и направления водного воздействия различают: 1) поверхностную размываемость грунта при действии текучих вод вдоль поверхности грунта (по касательной); 2) лобовую (волновую) размываемость грунта, обусловленную фронтальным действием воды на грунт; 3) суффозионную размываемость грунта при выносе частиц грунта из массива водным потоком.

Поверхностный размыв грунтов происходит при действии текучих вод на склонах (плоскостная эрозия), а также вдоль постоянных водотоков, например речных (боковая и донная эрозия).

Для его характеристики используют следующие показатели:

1) размывающую (или критическую) скорость водного потока (v_k), представляющую собой среднюю скорость потока, при которой начинается отрыв отдельных частиц и волочение их по потоку;

2) интенсивность размыва (I_p) – отношение средней толщины размытого слоя грунта (Δh) при данной скорости размыва к длительности размыва (Δt), т. е. $I_p = \Delta h / \Delta t$;

3) интенсивность смыва (I_s), характеризующую потерю массы смываемых частиц грунта (Δm) в единицу времени с единицы площади смыва и определяемую отношением: $I_s = \Delta m / \Delta t S$, где Δt – время размыва; S – площадь, на которой происходит смыв частиц.

Предварительно допускаемые неразмывающие средние скорости потока для однородных несвязных грунтов при содержании в них глинистых частиц менее $0,1 \text{ кг/м}^3$, имеющих $\rho_s = 2,65 \text{ г/см}^3$, можно принимать по таблице 3.9.

Таблица 3.9 – Допускаемые неразмывающие скорости потока однородных несвязных грунтов (по СНиП 3.07.03-85)

Средний размер частиц грунта, мм	Допускаемые неразмывающие средние скорости потока, м/с, при глубине потока, м			
	0,5	1	3	5
0,05	0,52	0,55	0,60	0,62
0,25	0,37	0,39	0,41	0,45
0,50	0,41	0,44	0,50	0,52
1,00	0,51	0,55	0,62	0,65
2,50	0,69	0,75	0,86	0,90
5,00	0,87	0,96	1,10	1,17
25,00	1,46	1,65	1,93	2,12
75,00	2,01	2,35	2,89	3,14
100,00	2,15	2,54	3,14	3,46
150,00	2,35	2,84	3,62	3,96
200,00	2,47	3,03	3,92	4,31
300,00	2,90	3,32	4,40	4,94

Поверхностная размываемость грунтов зависит от большого числа взаимодействующих и взаимосвязанных факторов, главнейшими из которых являются состав и характер структурных связей в грунте. Размываемость нерастворимых грунтов с жесткими кристаллизационными связями обусловлена, главным образом, их тектонической нарушенностью и действием процессов выветривания. Размываемость растворимых в воде грунтов определяется прочностью структурных связей ионного типа, которые под воздействием воды растворяются, способствуя выносу слаборастворимой ее части. Плотные глины и суглинки, не размокающие в воде, при длительном воздействии текучей воды в связи с их слабой литификацией размываются. Размокаемые связные грунты размываются наиболее быстро, причем их размываемость во многом обуславливается сопротивлением размоканию. Размываемость связных грунтов зависит от дисперсности, химико-минеральных особенностей, пористости, пластичности, размокаемости, влажности, твердости, сцепления и ряда других характеристик. В общем случае, чем выше прочность структурных связей и их водостойкость, тем выше критическая размывающая скорость, а следовательно, меньше размываемость грунта. Размываемость несвязных грубообломочных и песчаных грунтов обусловлена в основном гидравлической крупностью частиц (таблица 3.9).

Между размываемостью глинистых пород и их размокаемостью существует четкая связь: в большинстве случаев быстро размокаемые грунты обладают и высокой размываемостью. Сопротивление их размы-

ву несколько возрастает с увеличением содержания частиц диаметром менее 0,05 и 0,001 мм. Размываемость грунтов в большой степени зависит от их структурно-текстурных особенностей. В частности, сопротивление глинистых грунтов размыву возрастет при уменьшении пористости. В слоистых толщах размываемость по напластованию обычно в 1,2–1,5 раза ниже, чем в направлении, перпендикулярном к нему. Сопротивление размыву грунтов с нарушенной структурой значительно ниже по сравнению с грунтами ненарушенного сложения.

Волновой (лобовой) размыв грунтов происходит при фронтальном действии воды на грунтовый массив. Он широко распространен в природе в зоне действия прибоя по берегам морей, озер, водохранилищ (абразия). Оценка волнового размыва грунтов проводится при прогнозе переработки берегов водохранилищ. Основным показателем водопрочности грунтов по отношению к волновому размыву является коэффициент сопротивления пород волновому размыву (K_c), рассчитываемый по формуле: $K_c = \Sigma E_b / V$, где ΣE_b – суммарная энергия волн (за опыт или период наблюдения); V – объем размыва (удаленного) грунта.

Механизм *суффозионного размыва (суффозия)*, который иногда называют также фильтрационной водопрочностью грунтов, состоит в гидромеханическом воздействии на частицы, ослаблении структурных связей и выносе отдельных частиц из грунта вместе с фильтрационным потоком. Суффозия может быть механической или сопровождаться растворением и выщелачиванием грунта (химическая суффозия). Часто встречается и смешанный тип суффозии. Определение суффозионной осадки оснований возводимых инженерных сооружений проводится в соответствии со СНиП 2.02.01–83.

Механическая суффозия бывает контактной и внутрислоевой. При контактной суффозии происходит проникновение мелких частиц, выносимых фильтрационным потоком из одного слоя в толщу другого, контактирующего с ним. Внутрислоевая суффозия выражается в переносе мелких частиц внутри слоя или выносом всей массы грунта, вмещающей фильтрационный поток, развивающийся вдоль ослабленных зон (трещины, контакты с другими породами и др.) (Сергеев, 1982) [68]. При этом транспортируемый фильтрационным потоком материал может либо аккумулироваться в порах, трещинах и полостях грунтовых массивов, либо выноситься на земную поверхность. Естественно, что механизмы и негативные последствия двух типов суффозионной аккумуляции будут значительно отличаться друг от друга.

Процесс суффозии развивается лишь тогда, когда фильтрационные воды приобретают способность к разрушению структурных связей и изменению гранулометрического состава горных пород

при наличии или образовании некоторого свободного пространства, куда выносятся разрушенные породы или их отдельные частицы (Хоменко, 2003) [80].

В соответствие с этим для развития суффозионного процесса необходимы: 1) определенная неоднородность грунта, при которой возможно передвижение более мелких частиц среди более крупных и их вынос; 2) определенные градиенты потока, вызывающие образование повышенных скоростей фильтрации воды или определенная величина гидродинамического давления в породе; 3) наличие области выноса, разгрузки грунта от мелких частиц (Ломтадзе, 1977).

Суффозия развивается преимущественно в грунтах, у которых коэффициент неоднородности гранулометрического состава больше 20, а гидравлический градиент больше 5, т. е.

$$K_n = \frac{d_{60}}{d_{10}} > 20; J > 5,$$

где d_{60} – контролирующий диаметр частиц;

d_{10} – действующий или эффективный, диаметр частиц.

Так как суффозия возникает при повышенных скоростях движения фильтрационного потока или при повышенном гидродинамическом давлении в грунте, то при оценке и прогнозе развития этого процесса одни исследователи отдают предпочтение определению скоростей фильтрации потока – размывающих скоростей, другие – определению величины градиентов потока, в зависимости от которых находится величина гидродинамического давления ($D_{гд} = J \rho_v$). При оценке влияния скоростей потока на условия развития суффозии часто пользуются данными, приведенными в таблице 3.10. В этой таблице за расчетный диаметр частиц в неоднородном грунте принимается диаметр частиц, менее которого при соответствующей скорости потока начинается суффозия.

Таблица 3.10 – Размывающие скорости водного потока, при которых начинается суффозия (по Д. Д. Джастину, 1936)

Расчетный размер частиц породы, мм	Размывающие скорости, м/мин	Расчетный размер частиц породы, мм	Размывающие скорости, м/мин
5	13,23	0,1	1,83
3	10,37	0,08	1,67
1,0	5,91	0,05	1,31
0,8	5,3	0,03	1,04
0,5	4,18	0,01	0,59
0,3	3,08		

Для определения начальной скорости потока $v_{раз}$, при которой начинается суффозия, нередко пользуются формулой Зихарда:

$$v_{раз} = \frac{\sqrt{K_{\phi}}}{15},$$

где K_{ϕ} – коэффициент фильтрации породы, м/с.

Для вычисления скорости, отвечающей началу выноса частиц из слоя, сложенного более мелкозернистыми песками, в смежный слой, представленный более крупнозернистыми разностями, при фильтрации воды снизу вверх применяют формулу С. В. Избаша (1933), экспериментально уточненную Л. И. Козловой (1934):

$$v_{кр} = 0,26d_{60}^2 \left(1 + \frac{1000d_{60}^2}{D_{60}^2} \right), \text{ см/с}$$

где d_{60} , D_{60} – контролирующие диаметры частиц первого и второго смежных слоев соответственно, мм.

Для определения критических градиентов фильтрационного потока используют практически идентичные формулы К. Терцаги (1933) и Е. А. Замарина (1954). Согласно этим формулам, разрушение грунтов восходящим фильтрационным потоком может начаться при градиентах

$$J_p = (\rho_s - 1) (1 - n) \text{ или } J_p = (\rho_s - 1) (1 - n) + 0,5n,$$

где ρ_s – плотность частиц грунта, г/см³;

n – пористость грунта, доли единицы.

На основе экспериментальных исследований В. С. Истомина (1948, 1952) выявила зависимость минимальных (безопасных) градиентов фильтрационного потока (при фильтрации, направленной снизу вверх) от степени гранулометрической неоднородности породы (рисунок 3.3). Анализ кривой, аппроксимирующей эту зависимость, показывает, что чем больше степень неоднородности гранулометрического состава грунта, тем при меньших градиентах фильтрационного потока начинается суффозия (Бондарик и др., 2007).

Для определения водопрочности грунтов проводят специальные полевые наблюдения, лабораторные работы и моделирование.

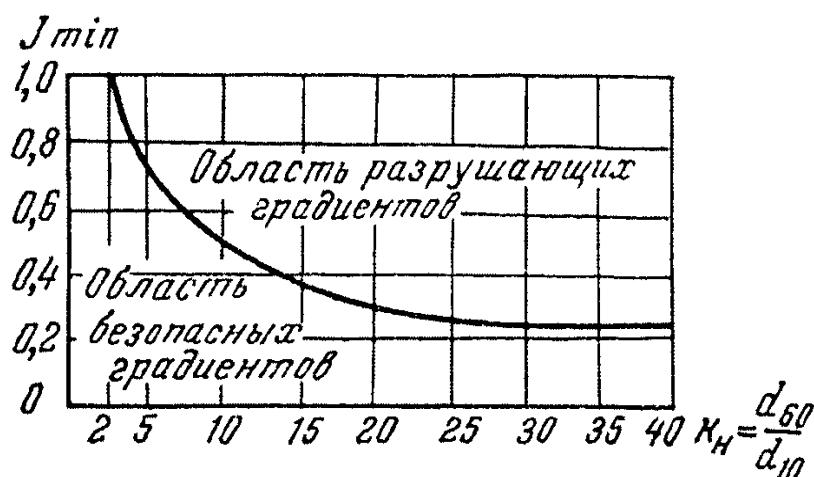


Рисунок 3.3 – График зависимости минимальных (безопасных) градиентов от степени неоднородности грунта при фильтрации снизу вверх (по В. И. Истоминой)

Размокаемость грунтов чаще всего определяют на образцах определенного 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 могут характеризовать водопрочность грунтов.

Определение размываемости грунтов проводят в специальных гидравлических лотках, путем натурных наблюдений на существующих водохранилищах, проведением специальных полевых экспериментальных исследований, а также расчетным путем.

3.2.5. Набухаемость и усадочность грунтов

Набухаемость грунтов – это способность грунтов увеличивать свой объем и развивать давление набухания при гидратации или взаимодействии с химическими растворами. Набухание наиболее выражено в слабосцементированных переуплотненных глинистых грунтах с коагуляционными и переходными типами контактов. У всех набухающих грунтов при увлажнении происходит снижение плотности и прочности, переход из твердой и полутвердой консистенции в пластичную. Набухаемость обязательно учитывается при проектировании сооружений, строительстве дорог, проходке буровых скважин и т. п. Набухание обусловлено капиллярными, осмотически-

ми и адсорбционными процессами поглощения грунтом влаги. Благодаря им при гидратации постепенно увеличивается влажность грунта, возрастает толщина водных пленок вокруг частиц и толщина двойного электрического слоя, что приводит к проявлению сил расклинивающего давления между ними, вызывающими увеличение объема системы в целом.

Набухание характеризуется рядом показателей. **Относительная деформация набухания**, или **степень набухания** (ϵ_{sw}) – отношение абсолютной деформации свободно набухшего образца (Δh) к его первоначальной высоте с исходной (природной) влажностью (h_0): $\epsilon_{sw} = \Delta h / h_0$; измеряется в % или долях единицы. По этому показателю, согласно СТБ 943-2007 и ГОСТ 25100–2011, к набухающим относят грунты при $\epsilon_{sw} \geq 0,04$. **Влажность свободного набухания** (w_{sw}) – это конечная влажность образца, полностью набухшего без возможности бокового расширения и без какого-либо внешнего ограничения; измеряется в %. **Давление набухания** (p_{sw}) – давление, оказываемое грунтом на внешнее ограничение; измеряется в единицах давления (МПа).

Скорость набухания (v_{sw}) определяется как отношение $\Delta \epsilon_{sw} / \Delta t$; она является переменной величиной в процессе набухания. При оценке $\Delta \epsilon_{sw}$ в долях единицы скорость набухания измеряется в s^{-1} или $мин^{-1}$. Периодом набухания (t_{sw}) называется время, в течение которого завершается процесс набухания образца грунта и скорость становится равной нулю.

Согласно СП 11–105–97, грунты подразделяются по величинам ϵ_{sw} и p_{sw} на ряд категорий (таблица 3.11).

Таблица 3.11 – Подразделение грунтов по набуханию (по СП 11-105-97)

Категория грунтов	Относительная деформация набухания ϵ_{sw} , ед.	Давление набухания (нормативное) p_{sw} , МПа
Ненабухающие	< 0,04	< 0,02
Слабонабухающие	0,04–0,08	0,02–0,09
Средненабухающие	0,08–0,12	0,09–0,17
Сильнонабухающие	> 0,12	> 0,17

Среди факторов, влияющих на набухание грунтов, выделяют внутренние и внешние. К внутренним факторам относятся: химико-минеральный состав грунта, структурно-текстурные особенности,

начальная плотность-влажность, состав и концентрация электролита порового раствора, обменные катионы; к внешним – внешнее (ограничивающее) давление и температура.

Пески и 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. Огромное влияние на набухание грунтов оказывает 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 (например, группы каолинита). Существенное влияние на величину набухания оказывает начальная влажность грунтов. Многочисленные исследования показывают, что по мере увеличения значения этого показателя набухание уменьшается.

Периодическое изменение влажности оказывает большое влияние на набухание грунтов. При циклическом замачивании и высушивании глинистых образцов в каждом последующем цикле подсушивания и замачивания увеличивается как степень набухания, так и давление набухания. Величина набухания глинистых грунтов зависит от характера их сложения. С увеличением плотности образцов глинистых пород степень их набухания и давление набухания обычно возрастают. Однако искусственное уплотнение грунтов может уменьшить набухание, что обусловлено резким уменьшением их водопроницаемости, в результате чего некоторая часть грунта становится недоступной для воды. При механическом нарушении целостности такого образца и появлении в нем трещин набухание будет больше в более плотных грунтах. Нарушение естественной структуры грунтов способствует увеличению набухания.

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. Деформация набухания грунтов зависит от величины внешней пригрузки, действующей на грунт. Деформация набухания 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.



Рисунок 3.4 – Прибор ПНГ

Для определения параметров набухания грунтов предложено несколько методов, в том числе по ГОСТ 12248–2010. Свободное набухание ε_{sw0} и влажность набухшего образца определяются испытанием одиночного образца грунта в приборах конструкции А. М. Васильева или приборе ПНГ (рисунок 3.4). Набухание грунтов под нагрузкой и давление набухания определяются при испытании серии образцов-близнецов, вырезанных из одного монолита, путем обжатия их давлением и последующего водонасыщения в компрессионных приборах (рисунок 3.5).



Рисунок 3.5 – Прибор компрессионный настольный ПКП-10

Действие прибора ПНГ основано на приращении высоты образца грунта при набухании последнего в воде, в условиях отсутствия бокового расширения. В состав прибора входят следующие основные

узлы и детали: основание прибора, рабочее кольцо с внутренним диаметром, вкладыш-шаблон (для выдавливания части образца из рабочего кольца), обеспечивающий высоту образца в кольце не менее 10 мм, перфорированный верхний штамп, перфорированный поддон, ванночка для жидкости, индикатор деформаций (рисунок 3.4).

При определении свободного набухания в приборе ПНГ жидкость подают снизу образца и регистрируют развитие деформаций во времени по показаниям индикатора.

Для определения зависимости набухания грунтов от нагрузки и давления набухания в компрессионных приборах испытывают партию образцов, передавая на них различные давления по следующей программе. На первом компрессионном приборе давление должно быть около 0,0025 МПа, что соответствует давлению от штаМПа и смонтированного на нем измерительного оборудования, на втором – 0,025 МПа, на третьем – 0,05 МПа, на четвертом – 0,1 МПа. На других приборах давление повышают на 0,1–0,2 МПа до необходимых пределов.

После нагружения образцов грунта в компрессионных приборах их выдерживают до условной стабилизации деформаций, после чего образцы замачивают, залив жидкость в поддон. После замачивания образцов, как при свободном набухании, так и в компрессионных приборах, регистрируют деформации через 5, 10, 30, 60 мин, далее через 2 ч в течение рабочего дня, а затем в начале и конце рабочего дня до достижения условной стабилизации деформаций. В случае отсутствия набухания замачивание проводят в течение трех суток. За начало набухания принимают относительную деформацию, превышающую 0,001. За критерий условной стабилизации деформаций свободного набухания грунтов или деформаций набухания под нагрузкой при данной ступени давления в компрессионных приборах принимают деформацию не более 0,01 мм за 16 ч. После завершения набухания образца жидкость из прибора сливают, кольцо с влажным грунтом взвешивают, проводят контрольное измерение высоты образца грунта в кольце и определяют влажность грунта.

Усадочность грунтов – это свойство грунтов, заключающееся в их способности уменьшать свой объем в процессе обезвоживания. Она наиболее характерна для влажных дисперсных грунтов с коагуляционными структурными связями: глин, илов, торфов и т. п. Наибольшую усадку дают илы. Причинами уменьшения объема грунтов при их обезвоживании является уменьшение толщины водных пленок вокруг частиц, постепенное сближение частиц и преобразование при этом коагуляционных контактов в точечные (пере-

ходные). За счет этого объем грунта и его пористость постепенно уменьшаются.

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 нескольких метров.

При усадке происходит не только механическое уплотнение и растрескивание слоя грунта, но и перераспределение его растворимых химических компонентов. Участки грунта, 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.

Усадочность грунтов характеризуют: относительной линейной (ϵ_{sh}) и относительной объемной (b_{sh}) усадкой (%), влажностью на пределе усадки (w_{sh} , %), ниже которой грунт не усаживается, и коэффициентом усадки (β_{sh}): $\beta_{sh} = b_{sh} / (\Delta w - b_{sh} w_0)$, где Δw – диапазон изменения влажности образца в процессе усадки; w_0 – начальная влажность грунта. Этот показатель характеризует изменение объема грунта при уменьшении его влажности на 1 %.

Усадочность зависит от химико-минерального состава грунта, его структурно-текстурных особенностей, начальной плотности-влажности, состава и концентрации электролита порового раствора, обменных катионов, условий (режима) обезвоживания и др. Ее значение в значительной степени зависит от содержания в грунте глинистых частиц: чем выше дисперсность глинистых грунтов, тем больше усадка при прочих равных условиях. Однако для лессовых грунтов ненарушенной структуры отчетливо выражена зависимость усадки от содержания глинистых частиц отсутствует. Влияние минерального состава на величину усадки выражается через кристаллохимические особенности поверхности минеральных частиц и их кристаллическую структуру (подвижная и нераздвигающаяся кристаллические решетки), а также через дисперсность и начальную плотность.

Усадка глинистых пород сильно зависит от начальной пористости и влажности: чем выше начальная пористость (влажность), тем больше усадка. Усадка паст, как правило, в несколько раз выше усадки 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.

При высыхании грунта в его скелете развиваются значительные сжимающие силы, эквивалентные действию давления в десятки килограмм на сантиметр ($\text{кг}/\text{см}^2$). Природа возникающего при усадке давления сложна и складывается из капиллярного давления и сил молекулярного и электростатического притяжений, когда частицы достаточно сблизятся друг с другом. 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.

В лессовых грунтах с естественными структурными связями при усадке возникает микротрещиноватость, которая наиболее интенсивна при наличии агрегатов из гидрофильных глинистых минералов. Но при усадке образцов нарушенной структуры возникновения внутренней микротрещиноватости не наблюдается.

Показатели усадки совместно с показателями набухания определяют в лабораторных условиях согласно ГОСТ 12248–2010.

Для испытаний используют образцы грунта ненарушенного сложения с природной влажностью или образцы нарушенного сложения с влажностью на 5–10 % больше влажности грунта на границе текучести в форме цилиндра диаметром не менее 70 мм и высотой более 20 мм с соотношением высоты к диаметру 1:3,5. Измеряют высоту образца (в центре) и диаметр (по трем направлениям), помещают в эксикатор.

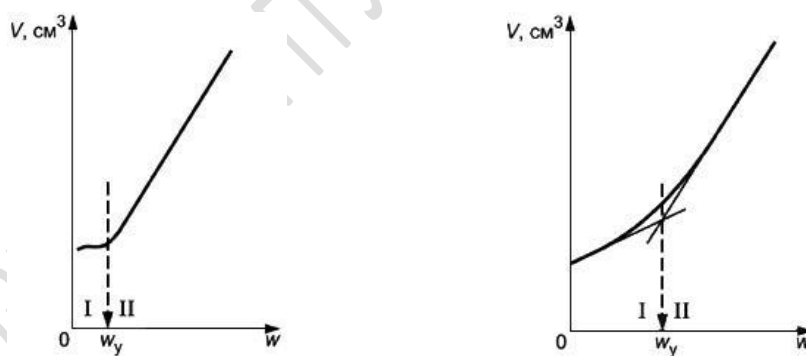
Испытание для определения усадки грунта проводят в три этапа. На первом и втором этапах испытания измерение высоты, диаметра и массы образца грунта, помещенного в эксикаторе, проводят не реже двух раз в сутки. Критерием условного завершения испытания на первом этапе является отсутствие изменений в линейных размерах образцов в двух последовательных измерениях. На втором этапе сушку образца грунта проводят на воздухе. Критерием условного завершения испытания на втором этапе, после пяти–шести измерений, является отсутствие изменений в массе образца грунта. На третьем этапе сушку образца грунта проводят в термостате при температуре $(105 \pm 2) \text{ }^\circ\text{C}$ до постоянной массы и в конце испытания проводят

контрольное измерение линейных размеров образца грунта. По результатам испытаний усадки вычисляют объем и влажность грунта на каждый момент измерения, относительную усадку по высоте, диаметру и объему. По величинам объема и влажности на каждый момент времени строят график зависимости изменения объема образца от влажности $V-f(w)$.

За влажность на пределе усадки w_y принимают влажность, соответствующую точке перегиба графика $V = f(w)$. Допускается нахождение точки перегиба путем восстановления перпендикуляра к графику из точки пересечения касательных к двум ветвям кривой, соответствующим первому и второму этапам сушки образца (рисунок 3.6).

3.3. Физические свойства грунтов

Свойства, характеризующие воздействие на грунты физических полей различной природы, принято называть физическими. В соответствии с этим выделяют: плотностные свойства грунтов – как следствие гравитационного поля, гидрофизические – гидравлического поля, газифизические – поля газового давления, теплофизические – термического поля, электрические и электрокинетические – электрического поля, магнитные – магнитного поля, радиационные – радиационного поля.



I – первый этап сушки; II – второй этап сушки; w_y – влажность глинистого грунта на пределе усадки

Рисунок 3.6 – График зависимости изменения объема образца грунта при изменении влажности в процессе усадки

Теплофизические свойства грунтов определяются их теплоемкостью (удельной C и объемной C_v), теплопроводностью λ , температуропроводностью a (между которыми существует связь: $a = \lambda / C_v$), параметрами термического расширения грунтов и морозостойкостью грунтов. Электрические свойства грунтов определяются их удельной электропро-

водностью (σ) или удельным электрическим сопротивлением (ρ): $\rho = 1 / \sigma$, а также поверхностной проводимостью и диэлектрической проницаемостью. Магнитные свойства грунтов характеризуются магнитной восприимчивостью, намагниченностью и другими показателями. Радиационные свойства грунтов зависят от их интенсивности излучения, активности, поглощенной дозой излучения и др.

При инженерно-геологических исследованиях преимущественно изучаются плотностные, гидрофизические и электрохимические (коррозионные) свойства грунтов. Другие физические свойства грунтов изучаются в тех случаях, когда грунт или грунтовый массив «работает» как часть природной, литотехнической или эколого-геологической системы в том или ином физическом поле (природном или техногенном), важном для функционирования и устойчивости данной системы.

3.3.1. Плотностные свойства грунтов

Плотность – физическое свойство грунтов, количественно оцениваемое величиной отношения их массы к занимаемому объему. Она определяется составом структурных элементов грунта и степенью их упаковки в единице объема, поэтому изменение плотности влияет на характер и число контактов между структурными элементами, общую величину межфазной поверхности в грунте, что, в свою очередь, сказывается на его прочности, деформируемости, проницаемости и других свойствах. По величинам плотности и пористости судят о степени литификации грунтов, условиях их образования и последующих изменениях в ходе геологической истории. Показатели плотностных свойств применяют в качестве классификационных, а также при вычислении бытового давления, давления на подпорную стенку, при расчете устойчивости оползневых склонов и откосов, осадки сооружений, распределения напряжений в грунтах основания под фундаментами, при определении объема земляных работ и др.

При инженерно-геологических исследованиях используют следующие характеристики: *плотность грунта, плотность твердых частиц грунта, плотность сухого грунта, плотность грунта под водой, плотность скелета высушенного грунта и др.* Наиболее употребительными являются первые три показателя.

Плотность грунта (ρ), г/см³, кг/м³, или плотность влажного грунта – это масса единицы объема грунта с естественной влажностью и ненарушенным сложением:

$$\rho = \frac{\text{масса грунта с естественной влажностью}}{\text{объем грунта}} = \frac{m}{V}.$$

Величина плотности грунта зависит от минерального состава, влажности и характера сложения (пористости) грунтов: 1) с увеличением содержания тяжелых минералов плотность грунта увеличивается, 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 плотность грунта уменьшается.

Плотность значительной части осадочных пород (песчаных, глинистых, карбонатных и др.) в большей степени зависит от их пористости и влажности и в гораздо меньшей степени – от минерального состава. Это объясняется широкими пределами изменения пористости (влажности и газонасыщенности) этих пород, резким отличием плотности твердой, жидкой и газообразной составляющих и сравнительно постоянной плотностью наиболее распространенных породообразующих минералов. Величина же плотности грунта магматических, метаморфических и в значительной части хемогенных пород в основном определяется их минеральным составом, так как пористость этих пород обычно незначительна.

Величина плотности дисперсных грунтов (глинистых, лессовых, песчаных и крупнообломочных) колеблется от 1,30 до 2,20 г/см³. Грунты, характеризующиеся наличием жестких кристаллизационных связей между частицами, обладают большой плотностью, величина которой при малой пористости приближается к значениям у твердых частиц. Так, плотность магматических пород изменяется в пределах 2,50–3,40 г/см³ (возрастает от кислых пород к основным и ультраосновным); аргиллитов и алевролитов – 2,20–2,55; известняков – 2,40–2,65; мергелей – 2,10–2,60; песчаников – 2,10–2,40 г/см³.

Для определения плотности грунтов применяют *прямые* и *косвенные методы*. К прямым относятся методы, основанные на непосредственном измерении массы и объема грунта, как правило, небольших его образцов. Методы определения плотности в лабораторных условиях, согласно действующим нормативным документам (ГОСТ 30416–96), приведены в таблице 3.12. Их недостатком является малый объем грунта в измеряемых пробах (получение «точечных» значений) и необходимость их извлечения из массива. Косвенные методы основаны на определении плотности грунта без непосредственных измерений массы и объема грунтов. К ним в первую очередь следует отнести радиоизотопные и пенетрационные методы, позволяющие определить плотность грунтов непосредственно в массиве. Они весьма производительны, имеют достаточную для практи-

ческих целей точность и могут применяться при однократных и многократных определениях, что важно при стационарных наблюдениях.

Таблица 3.12 – Методы определения плотности грунтов (по ГОСТ 30416-96, ГОСТ 28514-90, ГОСТ 23061-2012)

Метод определения	Область применения метода
Режущим кольцом	Грунты, легко поддающиеся вырезке или не сохраняющие свою форму без кольца, сыпучемерзлые и с массивной криогенной текстурой
Взвешивание в воде парафинированных образцов	Глинистые немерзлые грунты, склонные к крошению или трудно поддающиеся вырезке
Взвешивание в нейтральной жидкости	Мерзлые грунты
Объемные методы	Мерзлые, скальные и крупнообломочные грунты
Радиоизотопные методы	Все грунты
Пенетрационные методы	Все грунты

Плотностью твердых частиц (твердой компоненты, твердой фазы) **грунта** (ρ_s) называется масса единицы их объема. Численно она равна отношению массы твердой компоненты грунта к ее объему, измеряется в г/см^3 или кг/м^3 :

$$\rho_s = \frac{\text{масса твердой компоненты грунта}}{\text{объем твердой компоненты грунта}} = \frac{m_s}{V_s}$$

Величина плотности твердых частиц грунта определяется минеральным составом и присутствием органических и органоминеральных 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/см^3 . Она увеличивается с повышением содержания в грунтах тяжелых минералов. Поэтому у основных и ультраосновных пород плотность существенно выше (3,00–3,40 г/см^3), чем у кислых (например, у гранитов 2,63–2,75 г/см^3 , чаще 2,65–2,67 г/см^3).

Наличие органических веществ резко снижает плотность твердых частиц грунта, поскольку их плотность невелика по сравнению с минеральной компонентой (плотность гумуса 1,25–1,40 г/см^3). Именно поэтому плотность твердой компоненты торфов, оторфованных грунтов, перегнойно-аккумулятивных горизонтов почв существенно ниже по сравнению с минеральными грунтами.

Плотность твердой компоненты грунтов определяется главным образом *пикнометрическим методом* в соответствии с ГОСТ 5180-84. Метод основан на том, что масса твердых частиц грунта находится прямым взвешиванием, а ее объем – через массу жидкости, занимающую объем, равный объему твердых частиц. Для этого используется сосуд с точно известным объемом – пикнометр – мерная колба объемом от 50 до 100 мл с нанесенной на узком горле риски точного объема (рисунок 3.7). Точно определить объем пикнометра – одна из важнейших операций анализа. Его определяют, заполняя пикнометр деаэрированной (кипяченой и остуженной) дистиллированной водой. Взвешивая сухой пикнометр и пикнометр с водой, можно определить его объем (V_1) как разность масс, деленную на плотность воды, взятую из таблиц с учетом температуры.

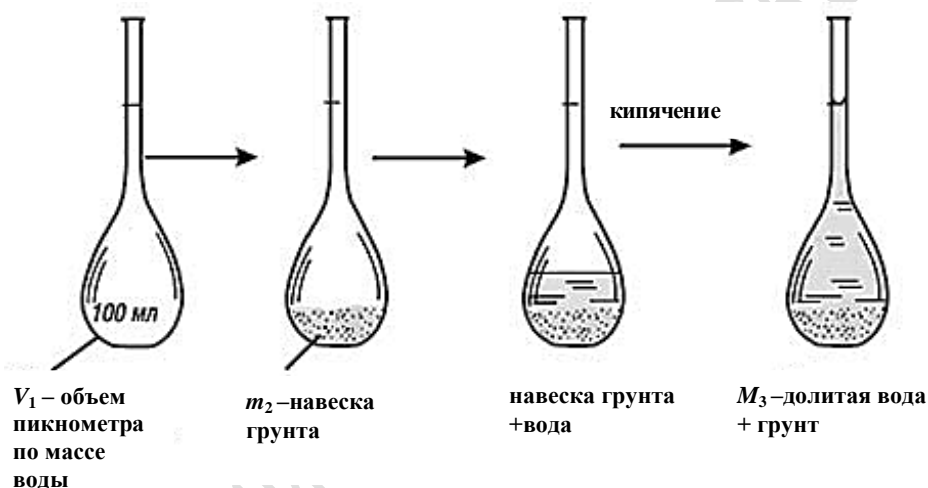


Рисунок 3.7 – Схема определения плотности твердой компоненты грунтов

Затем в пикнометр помещают растертую и отсеянную через сито с отверстиями 2 мм навеску грунта из расчета 15 г на каждые 100 мл емкости пикнометра (допускается использовать грунт в воздушно-сухом состоянии, определив его гигроскопическую влажность). Взвешивают; заливают дистиллированной водой до 1/3 объема пикнометра и кипятят суспензию 0,5 часа (для песков и супесей) или 1 час (для суглинков и глин). Это необходимо для удаления адсорбированного на частицах воздуха, который вносит систематическую ошибку в конечный результат, снижая реальную плотность твердой фазы грунта. После этого доливают пикнометр до метки. Взвешивают, получая массу пикнометра с грунтом и долившей водой. Все операции схематично представлены на рисунке 3.7.

Рассчитывают плотность твердой фазы ρ_s :

$$\rho_s = \frac{m_s}{V} = \frac{m_1 \cdot 100}{(100 + w_g) \cdot V},$$

где m_s – масса абсолютно сухого грунта (г),
 m_1 – масса воздушно сухого грунта в пикнометре (г),
 w_g – гигроскопическая влажность (% к массе абсолютно сухого грунта),

V – объем грунта в пикнометре (см^3), рассчитываемый как $V = V_1 - (m_3 - m_2) / \rho_w$, (где V_1 – объем пикнометра (см^3); m_3 – масса пикнометра с грунтом после кипячения и долитой до метки водой; m_2 – масса пикнометра с грунтом (г); ρ_w – плотность воды ($\text{г}/\text{см}^3$); второй член разности $(m_3 - m_2) / \rho_w$ представляет собой не что иное, как объем долитой воды).

При этом следует помнить, что в процессе определения ρ_s в некоторых засоленных грунтах могут растворяться простые соли, в результате чего результаты эксперимента получаются заниженными. Кроме того, в связных грунтах вокруг поверхности глинистых частиц молекулярные силы могут образовывать весьма прочные пленки связанной воды, увеличивая значение ρ_s . Во избежание этого в эксперименте вместо воды следует применять нейтральные жидкости с небольшим поверхностным натяжением (керосин, толуол, ксилол и др.).

Плотностью скелета грунта называют массу твердой компоненты в единице объема грунта при естественной (ненарушенной) структуре. Ее значения изменяются в более узком пределе по сравнению с плотностью 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), $\text{г}/\text{см}^3$, $\text{кг}/\text{м}^3$, определяется экспериментально или чаще вычисляется по величинам плотности грунта (ρ) и его влажности (w) по формуле

$$\rho_d = \rho / (1 + w),$$

где w – весовая влажность в долях единицы. Ее также можно определить по номограмме В. А. Приклонского (1955).

Для песчаных грунтов, для которых не всегда возможно практически 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.

Величина плотности скелета грунта широко используется для вычисления пористости, коэффициента пористости (см. п.п. 2.5.1), а также для характеристики степени уплотненности глинистых грунтов в теле земляных плотин.

Плотность скелета высушенного грунта представляет собой массу единицы объема грунта, высушенного при температуре 105 °С. Она характеризует максимально плотное сложение грунта, которое может быть достигнуто в процессе усадки при высушивании его до постоянной массы. Для глинистых грунтов, которые при высушивании сжимаются, плотность скелета высушенного грунта больше плотности скелета при естественном сложении. Для песчаных грунтов, пористость которых не изменяется при высушивании, значения этих двух параметров одинаковы.

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

Пористость характеризует объем пор в единице объема грунта и вычисляется по формуле

$$n = 1 - V_s = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_s},$$

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

Коэффициент пористости, равный отношению объема пор к объему твердой компоненты грунта, выражается в долях единицы и рассчитывается по формуле

$$e = \frac{n}{V_s} = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d},$$

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

$$n = \frac{e}{1+e} \text{ и } V_s = \frac{1}{1+e}.$$

Показатели, характеризующие пористость грунтов, используются в грунтоведении и механике грунтов для различных целей. Они часто служат классификационными характеристиками и входят в формулы для расчета водопроницаемости, сжимаемости и других свойств грунтов.

По величине коэффициента пористости песчаные грунты подразделяются на группы по характеру (плотности) их сложения

(таблица 3.13). При этом предусматривается, что его величина рассчитывается по данным определения плотности грунтов по образцам, отобраным без нарушения природного сложения.

Таблица 3.13 – Подразделение песчаных грунтов по величине коэффициента пористости на грунты с различным сложением (по СТБ 943-2007)

Пески	Сложение песков		
	плотное	средней плотности	рыхлое
Гравелистые, крупные и средней крупности	$e < 0,55$	$0,55 \leq e \leq 0,70$	$e > 0,70$
Мелкие	$e < 0,60$	$0,60 \leq e \leq 0,75$	$e > 0,75$
Пылеватые	$e < 0,60$	$0,60 \leq e \leq 0,80$	$e > 0,80$

При инженерно-геологических исследованиях путем сравнения величины коэффициента пористости песка при естественном или искусственно созданном в насыпи (e), предельно рыхлом (e_p) и плотном ($e_{пл}$) сложениях рассчитывают коэффициент плотности (относительную плотность) песчаных пород:

$$D = \frac{e_p - e}{e_p - e_{пл}}$$

По величине этого коэффициента пески подразделяются на три категории: рыхлые ($0 < D \leq 0,33$), средние ($0,34 \leq D \leq 0,66$) и плотные ($0,67 \leq D \leq 1$).

Для характеристики способности песков к уплотнению используется коэффициент уплотняемости песка (F), который вычисляется по формуле:

$$F = \frac{e_p - e_{пл}}{e_{пл}}$$

Чем выше его значения, тем большей способностью к уплотнению обладают пески.

Для установления характеристик уплотненного грунта применяют метод определения максимальной плотности (ГОСТ 22733–2002), который заключается в нахождении зависимости плотности скелета грунта от его влажности при трамбовании образцов с постоянной затратой работы на их уплотнение и в определении по этой зависимости максимальной величины плотности скелета грунта (ρ_{max}). Влажность, при которой достигнута максимальная плотность скелета грунта, является *оптимальной влажностью* $w_{опт}$.

С этой целью проводят серию отдельных испытаний грунта на уплотнение с последовательным увеличением его влажности. Результаты испытаний представляют в виде графика. Количество отдельных испытаний для построения графика должно быть не менее пяти, а также достаточным для выявления максимального значения плотности сухого грунта по графику стандартного уплотнения. Испытание грунтов осуществляют в приборе СоюздорНИИ для стандартного уплотнения грунтов путем послойного трамбования грунта ударами груза массой 2,5 кг, падающего с высоты 300 мм; при этом общее число ударов должно составить 120. По полученным в результате последовательных испытаний значениям плотности и влажности грунта вычисляют значения плотности сухого грунта ρ_{di} , г/см³, с точностью 0,01 г/см³. Строят график зависимости изменения значений плотности сухого грунта от влажности. По наивысшей точке графика для связных грунтов находят значение максимальной плотности ρ_{max} и соответствующее ему значение оптимальной влажности w_{opt} .

3.3.2. Гидрофизические свойства грунтов

Гидрофизические свойства грунтов – это совокупность свойств грунтов, определяющих взаимодействие их твердой и жидкой фаз, состояние, передвижение, накопление и трансформацию влаги.

Влагоемкость грунтов – способность грунтов вмещать и удерживать максимальное количество воды, обусловленная их структурными особенностями и прежде всего той или иной категорией пористости.

Различают несколько ее видов. **Полная влагоемкость грунта** (w_{sat}) численно равна влажности грунта (весовой или объемной) при полном заполнении всех его пор водой. Для ненабухающих грунтов полная влагоемкость является постоянной величиной и, выраженная в объемных долях, совпадает с их пористостью или максимальным значением объемной влажности. Для набухающих грунтов она является переменной величиной, зависящей от степени набухания грунта. Полная влагоемкость определяется для всех типов грунтов (скальных и дисперсных) и характеризует содержание в грунте всех категорий воды, включая свободную. Сравнивая естественную влажность грунта с влажностью, соответствующей полной влагоемкости, судят о степени его водонасыщения (S_r). Наибольшей полной влагоемкостью обладают грунты с наибольшими значениями открытой пористости.

Капиллярная влагоемкость ($w_{\text{кап}}$) грунта численно равна влажности грунта (весовой или объемной) при капиллярном его насыщении, т. е. при наличии всех форм капиллярной воды. Она всегда меньше полной влагоемкости грунта и характеризует общее содержание в грунте связанной и капиллярной воды. Зная капиллярную влагоемкость ($w_{\text{кап}}$) грунта и его максимальную гигроскопичность (w_{mg}), можно найти общее количество капиллярной воды в грунте: $w_{\text{к}} = w_{\text{кап}} - w_{\text{mg}}$. Наибольшей капиллярной влагоемкостью обладают грунты с наибольшим содержанием мезо- и микропор капиллярного размера (0,001–1 мм): пески, супеси, песчаники, алевролиты, высокопористые скальные грунты и т. п.

Влагоотдачей ($w_{\text{отд}}$), или **водоотдачей**, называют **способность водонасыщенных грунтов отдавать воду путем ее свободного стекания (т. е. под действием силы тяжести)**. Влагоотдача характеризует наличие в грунте свободной воды. Влагоотдача скальных, крупнообломочных и песчаных грунтов примерно равна разности их полной влагоемкости (w_{sat}) и влажности капиллярной влагоемкости ($w_{\text{кап}}$), т. е. $w_{\text{отд}} = w_{\text{sat}} - w_{\text{кап}}$. Влагоотдача глинистых грунтов определяется как разность между их полной влагоемкостью и влажностью свободного набухания (w_{sw}): $w_{\text{отд}} = w_{\text{sat}} - w_{\text{sw}}$.

При исследовании влагоемкости неразмокающих скальных и полускальных грунтов определяют их водопоглощение ($w_{\text{пор}}$), водонасыщение ($w_{\text{нас}}$) и коэффициент водонасыщения ($K_{\text{нас}}$).

Водопоглощение ($w_{\text{пор}}$) – **способность грунта поглощать (впитывать) воду при погружении его в воду в обычных условиях**, выражают в долях единицы или в % от веса абсолютно сухой породы.

Водонасыщение ($w_{\text{нас}}$) – **способность грунта принудительно поглощать (впитывать) воду при погружении его в воду в особых условиях – под вакуумом, при повышенном давлении, при кипячении и др.** Отношение водопоглощения к водонасыщению называют коэффициентом водонасыщения ($K_{\text{нас}}$) грунта: $K_{\text{нас}} = w_{\text{пор}} / w_{\text{нас}}$.

Водопроницаемость грунтов – способность водонасыщенных грунтов пропускать сквозь себя воду за счет градиента напора. Она связана с одним из важнейших процессов массопереноса в грунтах – фильтрацией воды (или иных жидкостей), изучаемой в инженерной геологии и гидрогеологии. Закономерности фильтрации воды в водонасыщенных грунтах при ламинарном режиме течения описываются законом Дарси: $v = k_{\text{ф}} \times \text{grad } I$, где v – линейная скорость фильтрации, см/с; $k_{\text{ф}}$ – коэффициент фильтрации, см/с; $\text{grad } I$ – градиент напора, равный отношению величины падения напора (ΔH) к длине пути фильтрации (L), т. е. $\text{grad } I = \Delta H / L$. Коэффициент фильтрации

служит основной характеристикой водопроницаемости грунтов и является их классификационным показателем (таблица 3.14), измеряется в см/с или м/сут.

Таблица 3.14 – Степень водопроницаемости грунтов

Грунт	Коэффициент фильтрации k_f , м/сут
Водонепроницаемый	< 0,005
Слабоводопроницаемый	0,005–0,30
Водопроницаемый	0,30–3
Сильноводопроницаемый	3–30
Очень сильноводопроницаемый	> 30

Для объемной скорости фильтрации ($v_{об}$), измеряемой в см³/с (или в м³/сут), закон Дарси имеет вид:

$$v_{об} = k_f \times S \times \text{grad } I = k_{п} \times \rho_w \times S \times (\text{grad } I / \eta),$$

где $k_{п}$ – коэффициент проницаемости грунта, в дарси (Д);

S – площадь поперечного сечения, см²;

ρ_w – плотность воды, г/см³;

η – вязкость воды, сПз.

Коэффициент проницаемости ($k_{п}$) имеет размерность площади и в системе СИ измеряется в м², а в СГС – в см². На практике чаще используется другая единица измерения коэффициента проницаемости – дарси (Д); 1 Д = 1,02 × 10⁻¹² м² = 1,02 × 10⁻⁸ см². Соотношение между k_f и $k_{п}$ следует из выражения: $k_f = k_{п} \times \rho_w / \eta$. Уравнение Дарси в простой форме справедливо лишь в пределах скоростей фильтрации, определяемых диапазоном числа Рейнольдса Re = 1–10.

Водопроницаемость грунтов зависит от большого числа факторов. Наиболее существенно на k_f влияют структурно-текстурные особенности грунта: гранулометрический состав, его однородность, форма и размер пор, ширина раскрытия трещин и т. п. В зависимости от этих факторов коэффициент фильтрации различных грунтов меняется в очень широких пределах (таблица 3.15). Увеличение геостатического давления приводит к уплотнению грунтов, уменьшению их пор, следствием чего является общее снижение k_f с глубиной. Наличие заземленных газов уменьшает k_f . На величину k_f также влияют особенности фильтрующейся жидкости и условия фильтрации. Среди внешних факторов наибольшее влияние на k_f оказывает температура: с ее ростом происходит увеличение коэффициента фильтрации.

Таблица 3.15 – Водопроницаемость различных грунтов (по Н. Н. Маслову)

Грунт	k_f , м/сут	Характеристика грунтов по водопроницаемости
Глины, монолитные скальные грунты	$< 5 \times 10^{-5}$	Практически водонепроницаемые
Суглинки, тяжелые супеси, нетрещиноватые песчаники	до 5×10^{-3}	Весьма слабопроницаемые
Супеси, слаботрещиноватые глинистые сланцы, песчаники, известняки	до 0,5	Слабопроницаемые
Пески тонко- и мелкозернистые, трещиноватые скальные грунты	до 5	Водопроницаемые
Пески среднезернистые, скальные грунты повышенной трещиноватости	до 50	Хорошо водопроницаемые
Галечники, гравелистые пески, сильно-трещиноватые скальные грунты	> 50	Сильнопроницаемые

Существуют четыре широко распространенных метода для определения коэффициента фильтрации грунта (водопроницаемости):

- метод полевых испытаний: определение проницаемости путем откачек, наливов, пластоиспытаний или расходомерии;
- метод эмпирической связи с гранулометрическим распределением частиц;
- метод получения оценочных показателей в испытании с использованием компрессионного прибора (одометра);
- метод определения проницаемости грунта на испытательных образцах в лабораторных условиях.

Выбор метода определения коэффициента фильтрации зависит от геологических (гидрогеологических) условий участка проектируемого строительства и задач, поставленных перед изысканиями. Так, в условиях близкого к поверхности залегания грунтовых вод и относительно высокой водопроницаемости грунтов следует применять метод опытных откачек. При очень высокой водопроницаемости грунтов, например валунно-галечниковых отложений, используют методы нагнетания или налива воды в скважины. Если грунтовые воды находятся на глубине более 4–6 м, то коэффициент фильтрации зоны аэрации лучше определять методом налива воды в шурфы. Определение коэффициента фильтрации грунтов для проектирования водоотлива из котлованов следует проводить только методом опытных откачек. Общая оценка фильтрационных свойств грунтов участка проектируемого строительства может быть выполнена для песчаных грунтов методом расчета по гранулометрическому составу либо наблюдением за восстановлением уровня воды в скважи-

нах. При необходимости оценки прогноза подтопления площадки, сложенной грунтами, наилучшие результаты определения коэффициента фильтрации могут быть получены при проведении опытов в компрессионно-фильтрационных приборах. Можно оптимизировать оценку коэффициента проницаемости, если использовать несколько вышеназванных методов в сочетании друг с другом. В таблице 3.16 перечислены основные лабораторные и полевые методы определения коэффициента фильтрации и указаны границы их применения для различных грунтов.

Таблица 3.16 – Лабораторные и полевые методы определения коэффициента фильтрации

Лабораторные методы			Полевые методы	
Прямые	Косвенные	Виды грунтов	Прямые	Виды грунтов
Прибор Г. Н. Каменского	–	Песчаные и глинистые нарушенного и ненарушенного сложения	Опытные откачки из скважин и шурфов	Все виды, кроме глин и суглинков
Прибор Г. Тиме	–	Песчаные нарушенного сложения	Опытные наливывы и шурфы	Песчаные и глинистые, кроме глин при глубоком залегании уровня грунтовых вод (4–6 м)
Трубка Г. Н. Каменского	–	Песчаные нарушенного сложения		
Прибор КФЗ (трубка «Спецгео»)	–	Песчаные и глинистые нарушенного и ненарушенного сложения	Опытные нагнетания воды в скважину	Скальные, полускальные, трещиноватые и сухие гравийно-галечниковые
Прибор ПВ	–	Глинистые нарушенного и ненарушенного сложения		
	По результатам гранулометрического анализа	Песчаные однородные	Наблюдения за восстановлением уровня воды в скважинах	Все виды
	По результатам компрессионных испытаний	Глинистые нарушенного и ненарушенного сложения		

Коэффициент фильтрации песчаных грунтов определяют при постоянном заданном градиенте напора с пропуском воды сверху вниз или снизу вверх, при предварительном насыщении образца грунта водой снизу вверх.

Коэффициент фильтрации пылеватых и глинистых грунтов определяют при заданных давлениях на грунт и переменном градиенте напора с пропуском воды сверху вниз или снизу вверх, при предварительном насыщении образца грунта водой снизу вверх без возможности его набухания.

Для насыщения образцов грунта и фильтрации применяют грунтовую воду с места отбора грунта или воду питьевого качества. В случаях, устанавливаемых программой исследований, допускается применять дистиллированную воду.

Результаты определения коэффициента фильтрации должны сопровождаться данными о гранулометрическом составе, плотности частиц, плотности сухого грунта, границе текучести и раскатывания, степени влажности и коэффициенте пористости. Количество частных определений коэффициента фильтрации для каждого инженерно-геологического элемента (слоя грунта) должно составлять не менее шести, их устанавливают методом статистической обработки результатов частных определений. Расчетные значения коэффициентов фильтрации следует принимать равными нормативным.

3.3.3. Электрохимические (коррозионные) свойства грунтов

Коррозией называется процесс разрушения материалов вследствие их химического или электрохимического взаимодействия с окружающей средой. Различают различные виды коррозии. Одним из них является *подземная коррозия*, которая выражается в разрушении металлических сооружений при взаимодействии их с грунтом.

Коррозия металлов в грунтах в основном является электрохимической. Согласно теории электрохимической коррозии, при соприкосновении металла с электролитом (таковым является 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. Участки, значения электродных потенциалов которых более отрицательны, яв-

ляются анодами образующихся коррозионных электрохимических элементов, а участки с более положительными электродными потенциалами – катодами. Между этими участками течет постоянный электрический ток, сила которого определяет размеры коррозионных поражений. В результате на анодных участках происходит 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.

Одна из главных отличительных особенностей подземной коррозии – значительные размеры возникающих коррозионных элементов. Если при коррозии в растворах электролитов расстояние между анодными и катодными участками элементов весьма мало, то при подземной коррозии оно может быть очень и очень велико. Вследствие этого для развития коррозии металлов в грунтах большое значение имеет величина электрического сопротивления во внешней цепи, которое во многих случаях становится главным, контролирующим фактором коррозии.

Причинами подземной коррозии являются: 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 электролига; 3) действие находящихся в грунте микроорганизмов, вызывающих явления биокоррозии.

Подземная коррозия металлов является наиболее сложным видом коррозии. Скорость ее в основном определяется *коррозионной активностью грунта*, которую принято оценивать тем сроком, по истечении которого образуется 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), 25 лет; при нормальной коррозионной активности 10–25 лет; при повышенной 5–10 лет; при высокой 3–5 лет, а при весьма высокой всего лишь 1–3 года.

Коррозионная активность грунтов определяется многими факторами. Она зависит от химико-минерального 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 тем самым влияют 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^+ , влияющих на водо- и воздухопроницаемость грунтов и тем самым определяющих соотношение жидкой и газообразной компонент в грунтах, под действием которых изменяются коррозионные свойства грунтов.

Кислотность грунтов в большинстве случаев не оказывает непосредственного влияния на скорость коррозии. Достаточно интенсивная коррозия может происходить и в кислых грунтах ($\text{pH} = 3-4$), и в щелочных ($\text{pH} < 14$), и в нейтральных ($\text{pH} = 7$). Однако при высоких значениях кислотности ($\text{pH} = 2-3$) и щелочности ($\text{pH} = 11-14$) грунтов всегда наблюдается наиболее интенсивная коррозия. При кислотности, близкой к нейтральной, интенсивность коррозии зависит от других факторов.

Характер агрессивности грунтов зависит от их окислительно-восстановительного потенциала, который учитывает, прежде всего, опасность биокоррозии. Определенный по обычной методике и исправленный по значению pH , он может характеризовать ожидаемую опасность коррозии грунтов: при низких его значениях степень ожидаемой коррозии очень высокая.

На коррозионную активность грунтов огромное влияние оказывает их влажность. В абсолютно сухих грунтах коррозия не наблюдается из-за 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 увеличение влажности грунта вызывает увеличение скорости коррозии в результате увеличения 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 (20–25 %). При этой влажности еще не создается сплошной непрерывный слой воды в порах грунта, который препятствовал бы проникновению к поверхности металла воздуха из атмосферы, необходимого для протекания процесса электрохимической коррозии. При полном насыщении пор водой или влажности, близкой к полной влагоемкости, образуется сплошной слой водного раствора, затрудняющий проникновение воздуха к металлу, и скорость коррозии резко падает.

Коррозионная активность грунтов также зависит 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 объясняется образованием аэрационных пар с появлением анодных зон на нижних частях труб на участках стали, 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. Адсорбированные и растворенные газы имеют значение лишь при «воздушном голодании».

С повышением содержания газов в грунтах разной влажности на каком-то этапе происходит резкое возрастание скорости коррозии, а затем она сохраняется практически постоянной. Это связано с тем, что при увеличении содержания газов в грунтах соответственно уменьшается их влажность, от величины которой, как показано выше, сильно зависит коррозионная активность грунтов. Состав грунтовых газов также имеет значение. Например, кислород оказывает особое влияние при коррозии с кислородной деполяризацией, которая обычно повышает скорость коррозии. Заметную опасность представляет сероводород, соединяющийся с железом и образующий сернистое железо.

На развитие подземной коррозии существенное влияние оказывает жизнедеятельность различных микроорганизмов, в частности сульфатовосстанавливающих, железистых и водородсвязующих бактерий. Они вызывают биокоррозию металлов.

Одновременное влияние множества факторов делает невозможным на основании какого-либо одного простого показателя точно охарактеризовать коррозионную активность грунтов. Поэтому при ее оценке определяют только один основной или несколько показателей, которые позволяют оценить степень склонности грунта способствовать возникающим электрохимическим процессам коррозии.

Коррозионную активность грунтов определяют полевыми или лабораторными методами (ГОСТ 9.015-74). Наиболее распространено полевое измерение с помощью симметричной четырехэлектродной установки. Данный метод основан на определении кажущегося сопротивления грунта в толще до глубины заложения трубопровода.

Для этого по одной линии над трубопроводом забивают в грунт четыре электрода $AMNB$. Между крайними электродами A и B включают источник постоянного тока. Возникающее между электродами A и B электрическое поле распространяется в земле на глубину, зависящую от расстояния между электродами. При помощи двух других электродов M и N определяют разность потенциалов в созданном электрическом поле. Зная разность потенциалов ΔU (в В) и силу тока I (в А), можно найти величину удельного электрического сопротивления грунта (в Ом×м):

$$\rho = k (\Delta U / I),$$

где ρ – удельное сопротивление грунта, Ом×м;

ΔU – разность потенциалов, измеряемая между электродами MN , В;

k – коэффициент, зависящий от расстояния между электродами, м;

I – сила тока, протекающего через цепь питающих электродов AB , А.

Полученная величина удельного сопротивления сравнивается с данными таблицы 3.17 и определяется коррозионная активность грунта.

Таблица 3.17 – Коррозионная активность грунтов по отношению к углеродистой стали в зависимости от их удельного электрического сопротивления (по ГОСТ 9.015-74)

Коррозионная активность грунтов	Удельное электрическое сопротивление, Ом×м
Низкая	> 100
Средняя	20–100
Повышенная	10–20
Высокая	5–10
Весьма высокая	< 5

Коррозионная активность грунтов к углеродистой стали может быть также оценена в лабораторных условиях по величине потери массы стандартного образца (трубка длиной 100 мм с внутренним диаметром 19 мм, закрытая снизу резиновой пробкой), помещенного в стеклянную банку с увлажненным грунтом и являющегося анодом (положительным полюсом) в цепи (банка – отрицательный полюс). Грунты обладают низкой коррозионной активностью, если после

24 часов нахождения под постоянным током напряжением 6 В потеря массы образца не превышает 1 г. При средней коррозионной активности она составляет 1–2 г, при повышенной – 2–3, при высокой 3–4 и при весьма высокой превышает 4 г (ГОСТ 9.015-74).

Оценивая коррозионную активность грунтов по отношению к свинцу, следует учитывать рН грунта, содержание органических веществ, нитрат-иона (таблица 3.18).

Таблица 3.18 – Коррозионная активность грунтов по отношению к свинцовой оболочке кабеля (по ГОСТ 9.015-74)

Коррозионная активность грунтов	рН	Содержание компонент, % от массы воздушно-сухого грунта	
		органических веществ (гумуса)	нитрат-иона
Низкая	6,5–7,5	до 0,01	до 0,0001
Средняя	5,0–6,4 7,6–9,0	0,01–0,02	0,0001–0,0010
Высокая	< 5,0 > 9,0	> 0,02	> 0,0010

3.4. Биотические свойства грунтов

Грунтовая биота (микро- и макроорганизмы) определяет такие важные с инженерно-геологической и эколого-геологической точек зрения свойства как биологическая активность грунтов, их биологическая поглотительная способность и биоагрессивность.

3.4.1. Биологическая активность грунта

Биологическая активность грунта – это способность грунта создавать благоприятные условия для развития и жизнедеятельности в нем биоты. Различают микро- и макробиологическую активность. Первая отражает способность грунта создавать условия для развития микроорганизмов, вторая – макроорганизмов (грибов, растений, животных).

Биологическая активность грунта оценивается прямыми и косвенными показателями (см. пп. 2.4.3). Прямым показателем является относительное количество (концентрация) биоты в грунте, оценивается в тыс. экз. на 1 г твердой фазы грунта, для других организмов определяется относительное содержание живой фито- или зоомассы организмов в единице объема грунта (в мг/см³ и т. п.). Количество макроорганизмов, вклю-

чая крупных животных, оценивается числом особей (экз.), обитающих на единице площади или в единице объема грунта (экз/га, экз/м³ и т. п.).

Косвенными показателями биологической активности являются различные характеристики, отражающие интенсивность тех или иных процессов, происходящих в грунтах с участием биоты. Если грунт благоприятен для тех или иных организмов, то в нем будут проходить процессы обмена веществ, интенсивность которых служит признаком биологической активности грунта. К таким косвенным характеристикам относятся *показатели биологического газовыделения, скорость различных биохимических реакций в грунте, активность в нем ферментов* и т. д.

Многочисленные многолетние наблюдения почвоведов показали, что **биологическое газовыделение** почвы, оцениваемое по интенсивности выделения CO₂, является одним из наиболее обоснованных косвенных показателей биологической активности. Подтверждением этому служит высокая корреляция между продуцированием CO₂ и количеством микроорганизмов в почве, параметрами ее плодородия, содержанием гумуса, общим содержанием углерода и т. д. Однако называть выделение CO₂ биологической активностью грунта неверно, так как этот процесс зависит от многих факторов, поэтому принято говорить о «дыхании грунта» как показателе его биологической активности.

Выделение CO₂ в грунтах происходит в основном за счет биохимических реакций окисления различных компонентов потребляемым кислородом с генерацией углекислого газа. Однако на выделение CO₂ из грунта могут также оказывать влияние биохимические реакции, идущие с потреблением CO₂, свойственные хемосинтезирующим организмам. Поэтому биологическая активность грунта может оцениваться по его *газо-потреблению* (кислород, расходуемый организмами на окисление) или *газовыделению* (диоксид углерода). По газовыделению чаще всего она оценивается скоростью продуцирования диоксида углерода из исследуемого грунта.

Методика основана на измерении количества CO₂, выделившегося из грунта в определенном замкнутом пространстве (сосуде-изоляторе) за определенный промежуток времени, и состоит в том, что поверхность грунта изолируют от окружающего воздуха сосудом, под которым помещают чашку с 2 мл 0,1 н. раствора КОН для поглощения углекислого газа. Через определенное время (2 ч) сосуд-изолятор снимают, щелочь оттитровывают 0,05 н раствором КОН по фенолфталеину до обесцвечивания. Одновременно делают контрольные измерения (изолятор и щелочь ставят не на грунт, а в какой-либо плоскодонный сосуд и также изолируют от воздуха). По разнице титрования определяют количество выделившегося из грунта углекислого газа.

Определение углекислоты методом титрования – быстрый и достаточно простой способ исследовать биотические свойства грунтов в больших объемах, когда работа ставится на поток и необходимо получить репрезентативные данные.

Метод хорошо зарекомендовал себя при проведении работ в области эколого-гигиенической оценки состояния грунтовых систем, находящихся в условиях урбанизации, при проведении мониторинговых исследований грунтов в пределах городских территорий и др. (Федорец, Медведева, 2009; Методы почвенной..., 1991) [79, 52].

Определение характеристик ферментативной активности грунтов. Ферменты – это биологические катализаторы белковой природы, ускоряющие процесс метаболизма в клетке. Они ускоряют реакции в миллионы раз. Ферменты поступают в грунт с прижизненными выделениями растений и животных, а также после их отмирания. Ферменты значительное время сохраняют свою активность благодаря фиксации (иммобилизации) глинистой и пылеватой фракциями грунтов, а так же их органическим веществом.

Ферментативная активность грунтов – это совокупность процессов, катализируемых внеклеточными (иммобилизованными на частицах грунта и стабилизированными в грунтовом растворе) и внутриклеточными ферментами грунтовой биоты. Способность грунтов (прежде всего почв) оказывать ферментативное воздействие на некоторые субстраты установлена давно. Различные грунты с неодинаковой силой проявляют эту способность. Определяемая экспериментально ферментативная активность грунтов может рассматриваться в качестве объективного показателя их суммарной биологической активности. Именно ферменты являются постоянно действующим фактором, определяющим направленность и интенсивность процессов распада и окисления органических веществ, поступающих в грунт.

В грунте накапливается определенный запас ферментов, качественный и количественный состав которого характерен для данного типа грунта.

По типу катализируемых реакций все известные ферменты разделены на шесть классов. Наиболее изученными и определяющими характер и направленность биологических процессов в грунтах, являются следующие ферменты:

– *каталаза* – фермент, катализирующий окислительно-восстановительные процессы в грунте. С этими процессами непосредственно связано гумусообразование и минерализация органических веществ, а также интенсивность микробного синтеза. Кроме того, каталаза, разрушая перекись водорода, участвует в процессах детоксикации грунтов;

– *уреаза* – фермент, участвующий в разложении органических веществ и в преобразовании азотистых соединений. В частности, она катализирует реакцию распада мочевины на аммиак и угольную кислоту. Образующийся в результате ее деятельности аммиак служит источником азотного питания растений, а угольная кислота является дополнительным резервом для обеспечения растений углеродом и повышения активности фотосинтетических процессов;

– *дегидрогеназа* – фермент, участвующий в процессе дыхания и отщепляющий водород от окисляемых субстратов;

– *фосфатаза* – катализирует гидролиз ортофосфорных эфиров, различных спиртов и фенолов, фосфорорганических соединений.

Наиболее хорошо изучены ферменты классов *оксидоредуктаз* и *гидролаз*, и для них в основном и разработаны методы определения.

Определение ферментативной активности грунтов относится к методам определения потенциальной биологической активности, то есть той активности, которая обнаруживается в лаборатории при оптимальных условиях для протекания данного процесса.

Определение характеристик ферментативной активности сводится к установлению каталитического действия грунтовой пробы на процессы превращения соответствующих органических и минеральных соединений (субстратов), вносимых в грунт.

Практически все методы определения ферментативной активности имеют описанную ниже последовательность операций:

1) навеска грунта насыщается антисептиком в целях инактивации живых микроорганизмов, находящихся в грунте и мешающих проведению анализа. В качестве антисептика обычно применяется толуол. Кроме того, могут использоваться ртутные препараты (мертиолят, сулема и т. д.), а также высокоэнергетическое ионизирующее излучение;

2) добавляется буферный раствор со значением pH, оптимальным для данного фермента. Это связано с тем, что максимальная активность ферментов проявляется лишь в узком интервале значений pH, который называют оптимумом действия данного фермента. Как уменьшение, так и увеличение pH приводит к снижению активности ферментов, в связи с чем поддержание оптимального и постоянного значения pH в реакционной среде на протяжении опыта является одним из важнейших условий;

3) добавляется определенное количество субстрата. В качестве субстрата может использоваться вещество, превращение которого происходит исключительно под действием изучаемого фермента и не поддается действию других. После этого реакционная смесь выдерживается в течение определенного времени в термостате при температу-

ре, оптимальной для протекания необходимой реакции (как правило, при +30–37°C);

4) проводится качественный или количественный учет продуктов реакции. Для этого используются самые разнообразные химические, физические и физико-химические методы: титрование, гравиметрия, фотометрия, колориметрия, поляриметрия и другие методы;

5) производится расчет активности фермента, которая выражается в количестве переработанного субстрата или образующегося в течение определенного промежутка времени продукта реакции и рассчитывается на единицу массы грунта.

Высокая чувствительность, точность, относительная простота и нетрудоемкость методов определения ферментативной активности позволяют использовать их при оценке интенсивности и направленности важнейших для жизнедеятельности микроорганизмов биохимических процессов.

В последние два десятилетия ферментативная активность грунтов стала изучаться в связи с отрицательным техногенным воздействием на окружающую среду. Прежде всего это касается загрязнения грунтов тяжелыми металлами, нефтью и нефтепродуктами. Поскольку ферменты – это вещества, присутствующие в грунте и способные реагировать на множество факторов: химический состав, температуру, pH среды, влажность, доступ кислорода. При загрязнении грунтов меняются его свойства, а с ними и ферментативная активность. У характеристик ферментативной активности есть ряд преимуществ: данный показатель прост в определении, не требует дорогостоящего оборудования, может быть использован для разных видов грунтов и загрязнений.

Ферментативная активность грунтов может быть применена как маркирующий показатель при картировании территорий, подвергшихся техногенному воздействию, а также как индикатор степени загрязнения, а в некоторых случаях (уреазная и дегидрогеназная активности) и сроков загрязнения грунтов при решении вопросов экологического аудита. Каталазная активность определяет скорость самоочистки грунтов и тем самым может являться критерием оценки ресурсов геологического пространства. Использование данного показателя совместно с определением содержания загрязнителя в грунте и фитотоксичности грунта будет способствовать более объективной оценке эколого-геологического состояния территорий, подвергшихся антропогенному воздействию.

Определение характеристик микробного токсикоза грунтов. Токсикоз грунтов – своеобразное проявление их биологической агрессивности, свойство грунтов угнетать рост и развитие растений в результате образования и накопления в них токсичных продуктов метаболизма

микроорганизмов и выделений растений. Токсичность грунтов является результатом нарушения экологического равновесия в системе «грунт – растение», вследствие чего возможна перегруппировка микроорганизмов в направлении повышения значимости патогенной для растительных и животных организмов микрофлоры.

Фитотоксичные формы имеются у всех основных форм микроорганизмов, встречаемых в грунтовых системах, и в первую очередь в почвенном горизонте. Наибольшее их количество обнаружено среди микроскопических грибов (*Penicillium*, *Aspergillum*, *Fusarium*) и бактерий родов *Pseudomonas*, *Bacillus*. Встречаясь во всех почвах, они являются источниками фитотоксинов.

Химическая природа фитотоксических веществ, обуславливающих токсичность дисперсных грунтов, весьма разнообразна. Это производные фенолов, хинонов, полипептиды и другие соединения. Разнообразны и физиологические свойства фитотоксинов. Они могут быть канцерогенными для животных, действовать как антагонисты по отношению к гиббереллинам и ауксинам (фитогормонам, способствующим росту и делению клеток растений), подавлять действие некоторых ферментов, воздействовать на РНК и ДНК и т. п.

Оценка микробного токсикоза грунтов проводится с помощью биотестирования (ГОСТ Р ИСО 22030–2009; Методы почвенной..., 1991) [32,52]. Биотестирование – это методический прием, позволяющий в лабораторных условиях выявить токсичность грунта, снега, сточной воды и прочих сред по реакции живых организмов – биотестов. В качестве биотестов могут быть использованы животные, растения и микроорганизмы. При оценке токсичности грунтов в качестве биотестов используются растения. Известно, что устойчивость растения к неблагоприятным факторам среды зависит от его возраста, а точнее от фазы индивидуального развития. Прорастание семян – наиболее уязвимый этап индивидуального развития высших растений, когда наблюдается минимальная устойчивость к неблагоприятным факторам и, соответственно, максимальная чувствительность к их воздействию. В связи с этим растения в эту фазу развития представляют собой наиболее привлекательный объект тестирования и различные параметры прорастания являются показателями при проведении экологических экспериментов.

Основными параметрами, изучаемыми в процессе биотестирования, являются всхожесть и энергия прорастания семян.

Всхожесть – показатель, который характеризуется количеством семян, нормально проросших за определенный период времени при определенных оптимальных условиях проращивания (за исключением изучаемого фактора) по отношению к общему количеству взятых на проращивание.

вание семян, и выражается в процентах. Энергия прорастания – это количество семян, нормально проросших за определенный срок (более короткий, чем установлен для определения всхожести) по отношению к общему количеству взятых на проращивание семян. Число нормально проросших семян выражают в процентах от общего числа семян, взятых для анализа.

У культур, семена которых прорастают несколькими зародышевыми корешками (например, рожь, пшеница, ячмень, овес и др.), к числу нормально проросших относят семена, имеющие не менее двух нормально развитых корешков размером более длины семени и росток размером не менее половины его длины с просматривающимися первичными листочками. У культур, семена которых прорастают одним корешком (например, горох, кукуруза, просо, капуста), к числу нормально проросших относят семена, имеющие развитый главный зародышевый корешок размером более длины семени и сформировавшийся росток.

Для установления токсичности грунтов используют в качестве теста реакцию проростков высокочувствительных растений (кресс-салат, редис, горох и др.).

Микробный токсикоз определяют методом почвенных пластин с иницированным микробным сообществом, которое получают после обогащения образца грунта крахмалом или глюкозой. Для синхронной активизации микроорганизмов необходимо использовать образцы грунта выдержанные не менее 2 недель в воздушно-сухом состоянии и иницировать развитие микроорганизмов внесением в грунт полимерного питательного субстрата. Крахмал обладает уникальными свойствами для инициации, поскольку он быстро утилизируется многими микроорганизмами, при этом микроорганизмы интенсивно образуют репродуктивные органы. Разница в результатах, полученных на грунтах с иницированным и неиницированным микробным сообществом, свидетельствуют о наличии микробного токсикоза.

Метод заключается в определении всхожести и энергии прорастания семян, помещенных в чашки Петри на поверхность так называемых, «почвенных пластин». Важным моментом в постановке эксперимента является соблюдение контролируемых и постоянных условий инкубирования грунта. Только соблюдение этого условия гарантирует получение воспроизводимых результатов.

Метод биотестирования довольно широко используется наряду с инструментальными методами оценки загрязнения природной среды, поскольку они позволяют существенно дополнить оценку складывающейся обстановки в экосистеме, проводимой с помощью общепринятых аналитических методов. Как известно, грунты аккумулирует загрязнители, поступающие в них с пылевидными выпадениями, дождевыми пото-

ками и т. д. Количество и сочетание загрязнителей при этом может быть самым разнообразным: отходы промышленного и сельскохозяйственного производства, выхлопные газы автотранспорта, коммунально-бытовые отходы. Многие из загрязнителей, вступая между собой в сложные химические и физико-химические взаимоотношения, подвергаясь фотохимическому воздействию, могут значительно изменять свою токсичность как в сторону снижения, так и в сторону увеличения. Итогом этих реакций может быть изменение общей токсичности среды обитания.

В таких условиях определение состава загрязнителей при помощи стандартных физико-химических методов очень сложно, а зачастую и невозможно, так как требует огромных затрат времени, разнообразных химических реактивов и дорогостоящих сложных приборов. Но, даже определив общий состав загрязнителей, исследователь часто не в состоянии ответить на вопрос, каково их суммарное действие на биологические системы. Интегральную оценку влияния загрязняющих веществ, действующих в совокупности, можно дать только при использовании тест-организмов. Используя индикаторный организм, можно изучить воздействие на него сразу всего комплекса факторов, как положительных, так и отрицательных, и по изменению его состояния дать общую оценку токсичности среды.

3.4.2. Биологическая поглотительная способность грунта

Биологическая поглотительная способность грунта – это возможность грунта потреблять из внешней среды различные компоненты – жидкие, газовые или твердые, обусловленная присутствующими в нем макро- и микроорганизмами. Она является результатом биологического обмена веществ в грунтах. Впервые биологическое поглощение, как особый вид поглотительной способности почв, в 1932 г. выделил К. К. Гедройц. Важнейшими особенностями биологического поглощения являются: 1) селективность; 2) относительно низкие скорости процесса поглощения; 3) проявление сопутствующих поглощению процессов, связанных со спецификой метаболизма различных организмов.

Живые организмы в грунтах в ходе поглощения накапливают различные элементы избирательно. В биогеохимии эта способность оценивается *коэффициентом биологического поглощения* (КБП) – эмпирическим биогеохимическим показателем, характеризующим интенсивность биологического поглощения элементов тем или иным организмом. Этот показатель рассчитывается по формуле, предложенной А. И. Перельма-

ном: $КБП = C_x / n_x$, где C_x – содержание элемента x в золе организма (гриба, растения или животного, обитающего в грунте); n_x – содержание того же элемента в грунте или его кларк литосферы.

Таким образом, КБП показывает, во сколько раз содержание элемента в золе организма выше, чем в литосфере (в грунте).

Величина КБП зависит от многих факторов, она меняется от времени года в соответствии с изменением биологической активности организмов, фазы вегетации растений, возраста организмов, их вида и т. д.

Скорость биологического поглощения различных элементов в грунтах намного меньше, чем химического, механического или физико-химического поглощения. Этот процесс в них идет медленно в течение всей жизни тех или иных организмов или их популяции. Поэтому результаты биологического поглощения проявляются в грунтах не сразу, а в течение довольно длительных периодов – от полугода до года и более. Однако скорость поглощения одних и тех же элементов у разных организмов в грунтах может быть различна.

Проявление сопутствующих поглощению процессов связано со спецификой метаболизма у различных организмов и биохимическими реакциями. Например, многие микроорганизмы и грибы вырабатывают активные ферменты, которые выбрасываются ими в поровое пространство грунта. В результате этого в грунте появляются новые химические компоненты, которые могут существенно менять свойства порового раствора и грунта в целом.

Биологическое поглощение широко используется для очистки грунтов от различных токсичных загрязнений, удаления многих органических загрязнителей (в частности, нефтяных), а также тяжелых металлов, азотных и фосфорных соединений, радионуклидов.

3.4.3. Биоагрессивность грунта

Биоагрессивность грунта – агрессивность грунта, обусловленная жизнедеятельностью в нем биоты и приводящая к разрушению различных материалов инженерных сооружений, взаимодействующих с ним. Биоагрессивность грунтов может подразделяться по отношению к разным видам разрушаемых материалов: к металлам, бетону, деревянным конструкциям и т. д. Важным ее видом является биокоррозия металлов в грунтах, как процесс разрушения металлов вследствие биохимического взаимодействия их с биотическими компонентами грунта – в основном с сульфатовосстанавливающими, сероокисляющими и железокисляющими бактериями. Сульфатовосстанавливающие бактерии присутствуют во всех грунтах,

но с заметной скоростью биокоррозия протекает только тогда, когда грунты (или подземные воды) содержат 10^5 – 10^6 жизнеспособных бактерий в 1 г грунта (или в 1 см³ воды).

Оценку опасности биокоррозии (агрессивности грунта), обусловленной воздействием микроорганизмов, следует осуществлять на основании их идентификации и установления связи их жизнедеятельности с коррозионным процессом. Предварительным подтверждением опасности биокоррозии, обусловленной воздействием микроорганизмов, являются положительные результаты определения качественных признаков.

Критерием биокоррозионной опасности, связанным с воздействием сульфатредуцирующих бактерий, может являться наличие визуальных признаков оглеения грунта (окрашенности грунта в сероватые, сизые, голубоватые тона) и наличие в грунте восстановленных соединений серы.

Качественное определение биокоррозионной агрессивности грунта регламентируется ГОСТ 9.602–2016.

3.5. Физико-механические свойства грунтов

Физико-механические свойства грунтов – это особенности грунтов, которые обуславливают их различие или сходство с другими грунтами при механическом воздействии и проявляются при их взаимодействии с внешними нагрузками. Относятся к классу физических свойств и проявляются в физическом поле 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 грунта), прочностные (напротив, проявляющиеся при нагрузках выше критических, т. е. при разрушении грунта). В зависимости от характера приложения нагрузок различают физико-механические свойства статические (проявляющиеся при действии однократных постоянных нагрузок или стационарных полей напряжений) и динамические (проявляющиеся при действии переменных нагрузок или многократных нестационарных полей напряжений). 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 (Грунтоведение, 2005) [35].

Физико-механические свойства грунтов наиболее детально изучаются в механике грунтов – научном направлении, являющемся разделом механики, в том числе строительной механики, и находящемся в логическом пересечении с инженерной геологией. Теория механики грунтов базируется на классических работах И. Ньютона, Ш. Кулона, Р. Гука и др.

3.5.1. Понятия о напряжениях и деформациях в грунтах

В механике грунтов рассматриваются *поверхностные* и *объемные нагрузки*, прикладываемые к грунтам (образцу, массиву и т. п.), под действием которых в них возникают механические напряжения двух видов – нормальные (σ) и касательные (τ) (рисунок 3.8).

В общем случае напряженное состояние в точке тела (грунта) определяется совокупностью всех векторов напряжений, действующих на площадках, проходящих через эту точку в трехмерном пространстве (с осями x, y, z), и описывается тензором напряжений (T_σ), компонентами которого являются три нормальных ($\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$) и шесть касательных ($\tau_{xy} = \tau_{yx}, \tau_{yz} = \tau_{zy}, \tau_{zx} = \tau_{xz}$) напряжений (рисунок 3.8).

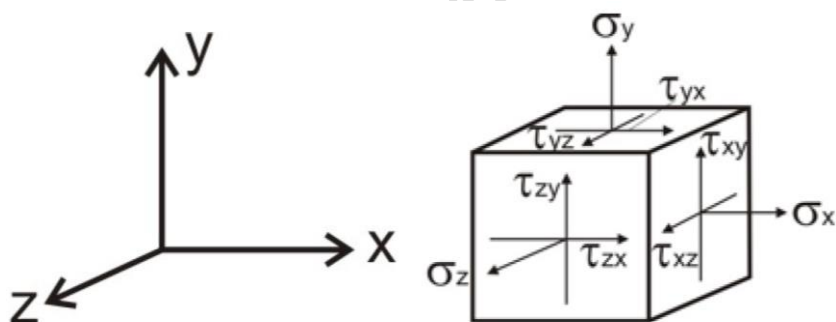


Рисунок 3.8 – Компоненты нормальных (σ_i) и касательных напряжений (τ_{ij})

Нормальные напряжения могут быть положительными (при сжатии) или отрицательными (при растяжении). Они вызывают изменение объема и формы тела; касательные напряжения вызывают изменение формы тела, т. е. отражают деформации.

Деформация – это 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. Под действием механических напряжений возникают механические деформации, которые в свою очередь подразделяются на линейные деформации (ϵ), вызванные нормальными напряжениями (σ); касательные, или сдвиговые, деформации (γ), вызванные касательными напряжениями (τ). Линейные деформации могут быть положительными

(сжатие) или отрицательными (растяжение). Компоненты нормальных ($\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$) и касательных ($\tau_{xy} = \tau_{yx}; \tau_{yz} = \tau_{zy}; \tau_{zx} = \tau_{xz}$) напряжений вызывают соответствующие компоненты линейных ($\epsilon_x, \epsilon_y, \epsilon_z$) и касательных ($\gamma_{xy} = \gamma_{yx}; \gamma_{yz} = \gamma_{zy}; \gamma_{zx} = \gamma_{xz}$) деформаций. При действии на грунт всесторонних нагрузок (σ_v) в нем возникают всесторонние деформации (ϵ_v). Мерой линейных деформаций является *относительная линейная деформация* (ϵ), определяемая как отношение приращения длины (или абсолютной линейной деформации) Δl к первоначальной длине l_0 : $\epsilon = \Delta l / l_0$, где $\Delta l = l_0 - l$ (рисунок 3.9, а).

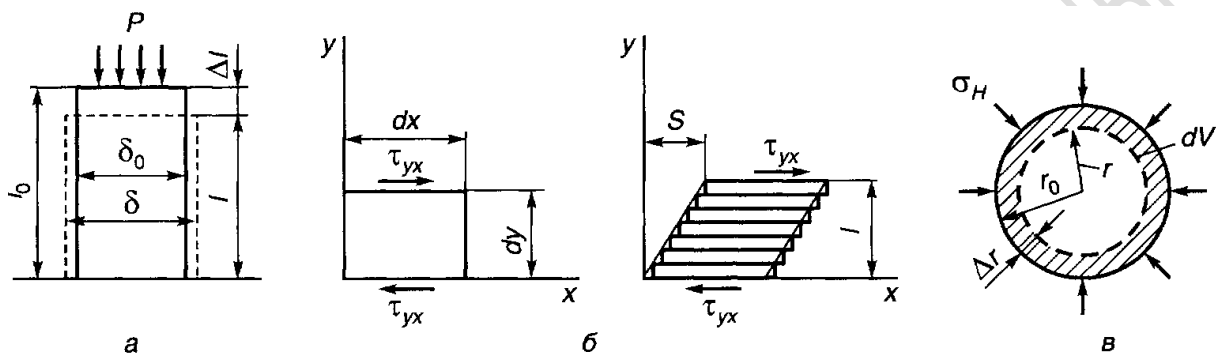


Рисунок 3.9 – Деформации тела при одноосном сжатии (а), сдвиге (б) и всестороннем сжатии (в) (по Грунтоведение, 2005)

Она измеряется в % или долях единицы. Мерой касательных деформаций является *относительная деформация сдвига* (γ), равная тангенсу угла перекоса: $\gamma = s / l = \text{tg} \alpha$ (рисунок 3.9, б), измеряется в долях единицы. Мерой объемных деформаций является *относительная объемная деформация* (ϵ_v), которая равна сумме относительных линейных деформаций по трем координатным осям: $\epsilon_v = \Delta V / V = \epsilon_x + \epsilon_y + \epsilon_z$, где ΔV – абсолютное изменение объема, V – первоначальный объем тела (рисунок 3.9, в).

Одним из центральных вопросов в механике грунтов является установление для грунта количественной зависимости между напряжениями и соответствующими им деформациями, т. е. установление функций вида $\epsilon = f(\sigma)$; $\gamma = f(\tau)$ или $\epsilon_v = f(\sigma_v)$. В общем случае эти функции являются нелинейными, зависят от большого числа факторов, и поэтому не существует универсальных уравнений, описывающих эти взаимосвязи, которые обычно устанавливаются опытным путем. Однако для частных случаев эти зависимости являются линейными и описываются простыми линейными уравнениями, известными в механике как закон Гука.

Закон Гука для нормальных, касательных и объемных напряжений соответственно записывается в виде: $\sigma = E \epsilon$, $\tau = G \gamma$ и $\sigma_v = K \epsilon_v$, где E – модуль Юнга (или модуль упругости грунта), Па; G – модуль упругого сдвига, Па; K – модуль объемной упругости, Па. В упругой области по-

перечная (ε_x) и продольная (ε_z) деформации связаны между собой соотношением: $\varepsilon_x = -\mu \varepsilon_z$, где μ – коэффициент Пуассона грунта (безразмерная величина).

В общем случае деформация образца складывается из двух частей – обратимой и необратимой (остаточной): $\varepsilon_{\text{общ}} = \varepsilon_{\text{обр}} + \varepsilon_{\text{ост}}$, где $\varepsilon_{\text{общ}}$ – общая деформация образца, $\varepsilon_{\text{обр}}$ – обратимая деформация образца, $\varepsilon_{\text{ост}}$ – остаточная или необратимая пластическая деформация, аналогичные соотношения имеют место и для сдвиговых деформаций. Обратимые деформации являются следствием упругих свойств тела. Необратимые деформации являются результатом проявления пластических свойств тела. Для характеристики деформируемости кроме выше указанных упругих констант используют также модуль общей деформации E_0 . Он определяется соотношением $E_0 = \sigma / \varepsilon_{\text{общ}}$, тогда как модуль упругости рассчитывается из соотношения $E = \sigma / \varepsilon_{\text{обр}}$, таким образом, всегда $E_0 < E$. Модуль общей деформации не является константой для данного материала, так как зависит от диапазона напряжений, для которых он был рассчитан. Модуль упругости, определяемый в статических условиях (при однократном нагружении тела), отличается от модуля упругости, определяемого в динамических условиях (при многократном нагружении или по скорости прохождения упругих волн). Для того чтобы подчеркнуть эти различия, используют два показателя: статический модуль упругости E_c и динамический E_D . При этом для всех перечисленных модулей имеет место соотношение $E_D > E_c > E_0$.

Таким образом, деформационные свойства характеризуются упругими константами E , G , K , μ (определяемыми в области линейной связи напряжений и деформаций), а также различными параметрами, описывающими нелинейную взаимосвязь напряжений и деформаций (Грунтоведение, 2005) [35].

3.5.2. Деформационные свойства грунтов

Деформационные свойства грунтов – это особенности поведения грунтов, проявляющиеся в изменении относительного положения их частиц под воздействием механических напряжений, не превышающих критического уровня, т. е. без разрушения грунта.

У одних грунтов отмечается определенная однозначная зависимость деформации от нагрузки, у других – величина деформаций зависит и от напряжений, и от скорости их приложения и длительности действия.

Для скальных грунтов типичны *упругие свойства*: область упругости у них сохраняется до напряжений, составляющих 70–75 % от разру-

шающих, при этом $\epsilon_{обр} \gg \epsilon_{ост}$. Поэтому для характеристики их деформационных свойств в статических условиях в основном используют такие параметры, как модуль упругости (E) и коэффициент Пуассона (μ). Однако в общем случае упругость скальных грунтов зависит от способа испытаний (вида напряженного состояния образца), длительности действия нагрузки, скорости ее приложения и т. д. На величину значений показателей деформационных свойств скальных грунтов оказывает влияние не только способ испытаний грунтов, но и особенности их состава и строения (таблица 3.19). Увеличение пористости и трещинной пустотности (например, при выветривании) грунтов, их водонасыщение, повышение температуры приводят к снижению величины их упругих характеристик.

Таблица 3.19 – Упругие константы основных типов скальных грунтов (по Грунтоведение, 2005)

Грунт	Модуль упругости E, ГПа	Модуль сдвига G, ГПа	Коэффициент Пуассона μ
Магматические интрузивные грунты			
Граниты	39–78,0	12–29,2	0,12–0,29
Гранодиориты	55–73	15–32	0,14–0,29
Сиениты	60–65	24–26	0,22
Габбро	86–05	40–46	0,24
Диабазы	21–120	11–48	0,26–0,32
Перидотиты	152–160	60–62	0,23–0,26
Пироксениты оливинные	160–166	64–69	0,23–0,24
Магматические эффузивные грунты			
Базальты	34–69	19–33	0,16–0,22
Андезитовые порфириты	47–73	20–30	0,17–0,24
Туфобрекчии	23–63	11–28	0,15
Туфы пепловые	15–30	10–17	0,14–0,19
Метаморфические грунты			
Гнейсы	39–105	18–47	0,11–0,28
Сланцы кристаллические	49–60	21–24	0,14
Скарны	67–130	32–49	0,16–0,24
Мраморы	75–82	32–39	0,3–0,32
Кварциты	75–95	37–45	0,14
Осадочные цементированные грунты			
Известняки хемогенные	44–87	19–34	0,25–0,33
Известняки органогенные	5–70	2,4–26	0,23–0,3
Доломиты	3–43	4,1–19	0,25–0,31
Мергели	1,1–6,0	0,9–2,8	0,28–0,31
Песчаники кварцитовые	18–68	22–46	0,09–0,19
Песчаники глинистые	0,6–28	0,3–12,8	0,18–0,30
Алевриты	7–30	3,3–14,5	0,20–0,30

Дисперсные грунты, в отличие от скальных, характеризуются гораздо меньшей упругостью, которая проявляется у большинства из них лишь при незначительных начальных напряжениях, превышение которых приводит к появлению пластических, а не упругих деформаций.

Диапазон изменения характеристик упругости некоторых типов дисперсных грунтов довольно широк и показан в таблице 3.20. В целом величина модулей упругости дисперсных грунтов на несколько десятичных порядков ниже, чем у скальных, а коэффициент Пуассона выше (Грунтоведение, 2005) [35].

Для дисперсных грунтов при деформировании в значительном диапазоне нагрузок характерно не столько проявление упругости, сколько пластичности, приводящей к формированию значительных остаточных деформаций. При этом у них $\varepsilon_{обр} \ll \varepsilon_{ост}$. Поэтому при изучении деформационных свойств дисперсных грунтов наряду с характеристиками упругости, прежде всего, определяют их способность сжиматься под постоянной нагрузкой, т. е. изучают компрессионную сжимаемость.

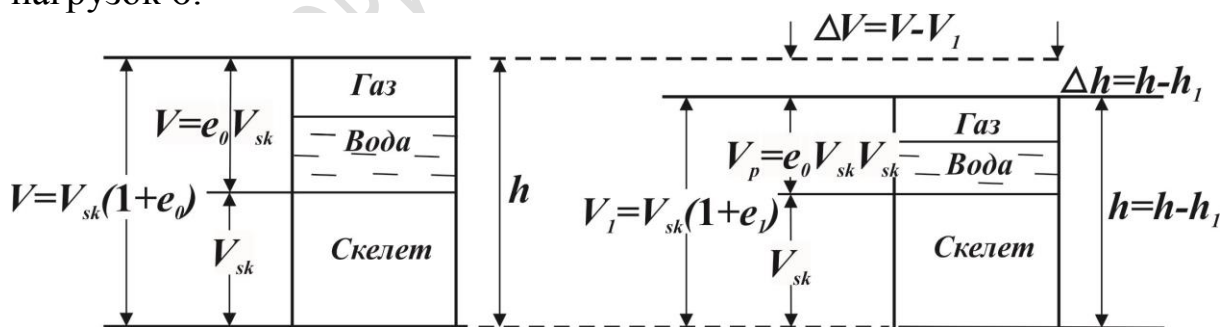
Таблица 3.20 – Упругие характеристики некоторых типов дисперсных грунтов (по Грунтоведение, 2005) [35]

Грунт	Модуль общей деформации E_0 , МПа	Модуль упругости E , МПа	Коэффициент Пуассона μ
Крупнообломочные грунты			
Дресва	14–42	6–24	0,25–0,27
Галечники с песчаным заполнителем	40–60	80–110	0,25–0,27
Гравийные грунты с песчаным заполнителем	10–15	20–28	0,17–0,19
Песчаные грунты			
Пески гравелистые	45–70	68–90	0,17–0,46
Пески крупные	35–56	70–80	0,17–0,41
Пески средние	26–62	44–120	0,17–0,43
Пески мелкие	18–50	20–93	0,16–0,46
Пески пылеватые	11–39	40–94	0,17–0,46
Глинистые грунты			
Супеси твердые	10–39	30–90	0,24–0,28
Супеси пластичные	2–36	20–460	0,24–0,31
Суглинки твердые	10–40	25–1800	0,25–0,37
Суглинки пластичные	8–12	240–640	0,26–0,40
Глины твердые	24–350	100–7600	0,27–0,41
Глины полутвердые	16–240	95–5600	0,28–0,40

Компрессионная сжимаемость грунтов – это способность грунтов сжиматься под постоянной, но ступенчато-возрастающей нагрузкой (σ) без возможности бокового расширения в условиях открытой системы (т. е. при дренированных испытаниях с возможностью оттока воды и воздуха из пор образца). Компрессия дисперсных грунтов развивается в основном за счет остаточных пластических деформаций.

Так как при компрессии диаметр образца, помещенного в жесткое металлическое кольцо, не меняется, то его относительные объемная и вертикальная деформации равны, т. е. $\varepsilon_v = \varepsilon_z$, или $\Delta V / V = \Delta h / h$, где V и h – соответственно начальный объем и высота образца; ΔV , Δh – изменение объема и высоты образца. При компрессии деформирование образца грунта и уменьшение его объема происходит за счет уменьшения объема пор, отжатия из них воды и (или) воздуха, при этом объем скелета грунта не меняется (рисунок 3.10).

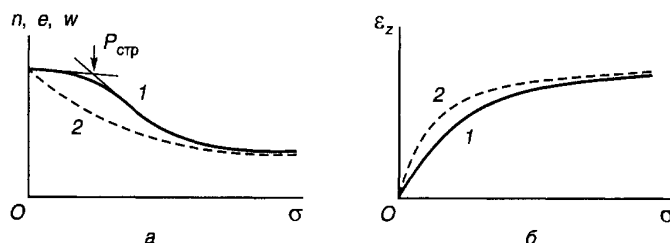
Тогда: $\Delta h = h (\Delta V / V) = h [V_{sk} (1+e_0) - V_{sk} (1-e_p)] / V_{sk} (1+e_0) = h (e_0 - e_p) / (1+e_0)$, где e_0 и e_p – коэффициенты пористости соответственно начальный и при нагрузке a ; V_{sk} – объем скелета грунта. Из этого выражения следует формула для расчета коэффициента пористости (e_p) грунта при любой степени нагрузки σ (закон компрессионного уплотнения): $e_p = e_0 - \varepsilon_z (1 + e_0)$, где $\varepsilon_z = \Delta h / h$ – относительная вертикальная деформация при данном давлении σ , т. е. на данной степени нагрузки. На основе этого уравнения вычисляют коэффициент пористости грунта (e) при любом σ по результатам компрессионных испытаний, т. е. по замерам деформаций ε_z на разных ступенях нагрузок σ .



- V – первоначальный объем образца; V_1 – объем образца после компрессии;
- V_{sk} – объем скелета грунта; V_p – объем пор;
- ΔV – изменение объема образца под давлением;
- e_0, e_1 – коэффициенты пористости начальный и после компрессии;
- h – первоначальная высота образца; h_1 – высота образца после компрессии;
- Δh – изменение высоты образца под давлением.

Рисунок 3.10 – Изменение объема пор грунта при компрессии

Компрессионные испытания грунтов иллюстрируют компрессионными кривыми (графиками), которые строятся в координатах $e = f(\sigma)$, $n = f(\sigma)$, $\varepsilon_z = f(\sigma)$ или $w = f(\sigma)$, где e – коэффициент пористости, n – пористость; ε_z – относительная вертикальная деформация; w – влажность грунта (определяется в случае полного его водонасыщения). Общий вид этих кривых показан на рисунке 3.11, из которых следует, что указанные зависимости являются нелинейными в широком диапазоне нагрузок и могут характеризоваться различными (показательными, логарифмическими и др.) функциями.



пористость (коэффициент пористости, влажность) – нагрузка (а)
и относительная вертикальная деформация – нагрузка (б)
(по Грунтоведение, 2005)

Рисунок 3.11 – Общий вид компрессионных кривых для грунтов естественной (1) и нарушенной (2) структуры в координатах

Поэтому не существует универсального уравнения, описывающего компрессионные кривые для различных грунтов.

Однако для малых интервалов уплотняющих нагрузок зависимость e от давления σ можно принимать линейной и заменить прямой АВ (рисунок 3.12). В этом случае ее можно описать уравнением $e = e_0 - m \sigma$, где $m = \text{tg} \alpha = \Delta e / \Delta \sigma$ – коэффициент сжимаемости грунта, являющийся одним из параметров компрессии. Поскольку этот коэффициент зависит от интервала нагрузок, то его определяют для разных интервалов. Его размерность – $1 / \text{МПа}$, или МПа^{-1} .

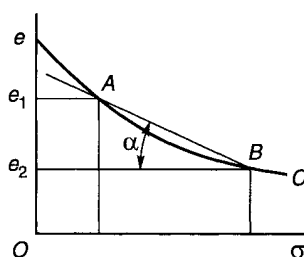


Рисунок 3.12 – К расчету параметров компрессионной сжимаемости
(по Грунтоведение, 2005)

Спрямление компрессионной кривой в большем интервале нагрузок в ряде случаев можно провести, перестроив график в полу-

логарифмическом масштабе $e = f(\lg \sigma)$. В этом случае компрессия описывается уравнением $e = e_1 - m_k (\Delta \lg \sigma)$, где m_k – коэффициент компрессии, безразмерная величина, определяемая соотношением $m_k = \Delta e / \Delta \lg \sigma$.

В зависимости от величины коэффициента сжимаемости (m) грунты подразделяются на сильносжимаемые ($m > 1 \text{ МПа}^{-1}$), повышено сжимаемые ($m = 1-0,1 \text{ МПа}^{-1}$), среднесжимаемые ($m = 0,1-0,05 \text{ МПа}^{-1}$), слабосжимаемые ($m = 0,05-0,01 \text{ МПа}^{-1}$), практически несжимаемые ($m < 0,01 \text{ МПа}^{-1}$). Коэффициент сжимаемости грунта связан с модулем общей деформации (E_0) при одноосном сжатии соотношением: $E_0 = \beta (1+e_0) / m = E_{ок} \beta$, где β – коэффициент, учитывающий невозможность бокового расширения грунта при компрессии (безразмерная величина). Для песков он равен 0,8, для супесей – 0,7, для суглинков – 0,5 и для глин – 0,4; $E_{ок}$ – модуль общей компрессионной деформации, измеряемый в МПа.

Таким образом, основными параметрами, характеризующими компрессионную сжимаемость грунта, являются: коэффициент сжимаемости (m), коэффициент компрессии (m_k) и модуль общей компрессионной деформации ($E_{ок}$). Компрессионная сжимаемость разных типов дисперсных грунтов имеет свои особенности.

Компрессионная сжимаемость несвязных грунтов (крупно- и мелкообломочных или песчаных), резко отличается от таковой у связных (пылеватых и глинистых) грунтов. Установлено, что при компрессии крупно- и мелкообломочных грунтов может происходить частичное дробление частиц, тогда как тонкие пылеватые и глинистые частицы при компрессии даже под высокими давлениями не дробятся. Особенно четко это проявляется в крупно- и мелкообломочных грунтах, состоящих из хорошо окатанных частиц, которые после компрессии становятся шероховатыми, дробятся на части и осколки. Поэтому сжимаемость несвязных грунтов происходит в основном за счет уплотнения их зернистой структуры и частичного дробления наиболее крупных обломков (зерен). Она зависит от крупности и формы обломков – чем меньше дисперсность обломочного грунта, тем выше его компрессионная сжимаемость и деформации при одной и той же нагрузке; от плотности их исходного сложения – обломочные грунты в рыхлом сложении уплотняются гораздо сильнее, чем в плотном сложении; от наличия и характера порового заполнителя (наибольшая сжимаемость характерна для крупнообломочных грунтов с глинистым заполнителем, наименьшая – с песчаным).

Компрессионная сжимаемость связных грунтов (пылеватых и глинистых), в отличие от несвязных, существенно сложнее и зависит от большего числа факторов. Она осуществляется в основном за счет изменения структуры и текстуры грунта: разрушения части структурных связей и микроагрегатов, смыкания крупных пор, переориентации частиц при одновременном уменьшении пористости грунта, отжатия из пор воды и воздуха.

Грунты природного сложения (естественной структуры) всегда имеют меньшую сжимаемость по сравнению с теми же грунтами нарушенного сложения (перемятием). Их компрессионное уплотнение происходит не при любой нагрузке (p), а лишь при такой, которая превышает прочность структурных связей – так называемую структурную прочность (p_{str}) грунта. Величина структурной прочности зависит от возраста, степени литификации, генезиса грунта и преобладания в нем тех или иных структурных связей. Наименьшей структурной прочностью обладают относительно молодые глинистые грунты со слабыми коагуляционными контактами, а наибольшей – относительно древние литифицированные грунты с прочными смешанными и фазовыми цементационными контактами. При декомпрессии структурная прочность грунта не восстанавливается.

Компрессионная сжимаемость глинистых грунтов в большой мере зависит от различных физико-химических факторов, обусловленных поверхностными явлениями, происходящими в глинах на границах раздела фаз «минерал – жидкость», «жидкость – воздух» и т. д. Наличие в глинистых грунтах между частицами структурированных слоев связанной воды, обладающих аномальными свойствами, или воды переходного состояния существенно влияет на их сжимаемость.

Как и в крупнообломочных грунтах, сжимаемость пылеватых и глинистых грунтов зависит от их начальной плотности (пористости) и влажности: чем выше плотность (меньше пористость и влажность) исходного грунта, тем хуже он сжимается.

Среди внешних факторов на компрессию наибольшее влияние оказывает температура: с ростом температуры сжимаемость грунтов увеличивается. Повышение температуры увеличивает сжимаемость грунтов в области положительных температур.

Характеристики деформационных свойств грунтов природного сложения, а также искусственного происхождения следует определять на основе их непосредственных испытаний в полевых или лабораторных условиях с учетом возможного изменения влажности грунтов в процессе строительства и эксплуатации сооружений (СП 50–101–2004). При определении модуля деформации в полевых

условиях допускается проводить испытания грунта при природной влажности с последующей корректировкой полученного значения модуля деформации на основе компрессионных испытаний. Для этого проводятся параллельные компрессионные испытания грунта природной влажности и грунта, предварительно водонасыщенного до требуемого значения влажности. Полученный в опытах коэффициент снижения модуля деформации грунта при его дополнительном водонасыщении используется для корректировки полевых данных.

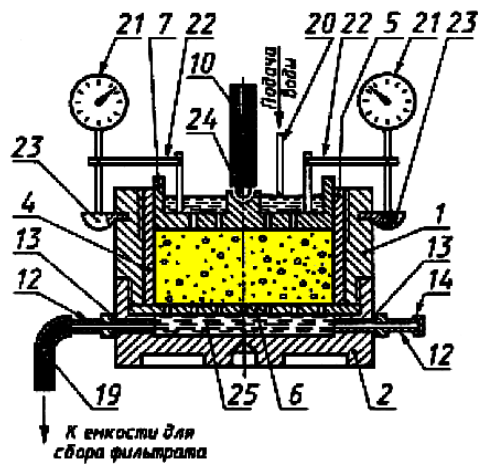
Наиболее достоверными методами определения деформационных характеристик грунтов являются полевые испытания статическими нагрузками в шурфах или котлованах с помощью плоских штампов площадью 2 500–5 000 см², а также с помощью винтовой лопасти-штампа площадью 600 см².

Модули деформации песчаных и пылевато-глинистых грунтов, не обладающих резко выраженной анизотропией свойств, могут быть определены с помощью прессиометров в скважинах и плоских вертикальных штампов (лопастных прессиометров) в скважинах или массиве, с последующей корректировкой получаемых данных. Корректировка должна осуществляться путем их сопоставления с результатами параллельно проводимых эталонных испытаний того же грунта с помощью плоских горизонтальных штампов, а при затруднительности проведения последних (большие глубины испытаний, водонасыщенные грунты) – с результатами испытаний винтовой лопастью-штампом.

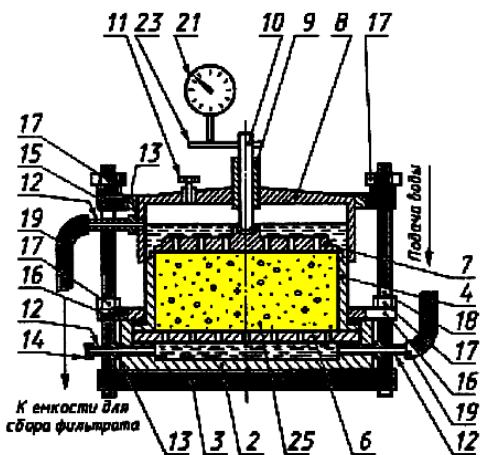
Модули деформации песчаных и пылевато-глинистых грунтов могут быть определены также методами статического и динамического (для песков за исключением пылеватых водонасыщенных) зондирования на основе сопоставления данных зондирования с результатами испытаний тех же грунтов штампами.

В лабораторных условиях деформационные характеристики определяют в компрессионных приборах (одометрах) или компрессионно-фильтрационных приборах, исключающих возможность бокового расширения образца грунта при нагружении его вертикальной нагрузкой.

В состав установки для испытания грунтов в условиях компрессионного сжатия входят: компрессионный прибор (рисунок 3.13), состоящий из рабочего кольца, цилиндрической обоймы, перфорированного вкладыша под рабочее кольцо и поддона с емкостью для воды; механизм для вертикального нагружения образца грунта; устройства для измерения вертикальных деформаций образца грунта.



a



б

Условные обозначения:

- 1 – корпус;
- 2 – поддон корпуса;
- 3 – основание корпуса;
- 4 – рабочее кольцо;
- 5 – направляющее кольцо;
- 6 – перфорированный вкладыш;
- 7 – перфорированный штамп;
- 8 – крышка;
- 9 – втулка;
- 10 – шток;
- 11 – спускная пробка;
- 12 – штуцер;
- 13 – резиновая прокладка;
- 14 – заглушка;
- 15 – прижимное кольцо верхнее;
- 16 – прижимное кольцо нижнее;
- 17 – гайка;
- 18 – стойка;
- 19 – шланг;
- 20 – стеклянная трубка;
- 21 – индикатор;
- 22 – держатель индикатора;
- 23 – опорная пятка индикатора;
- 24 – шарик;
- 25 – образец испытываемого грунта

a – для испытаний по схеме нисходящего потока воды;
б – для испытаний по схеме восходящего потока воды
 (по ГОСТ 12248–2010)

Рисунок 3.13 – Схемы компрессионно-фильтрационных приборов

Конструкция компрессионного прибора должна обеспечивать: подачу воды к образцу снизу и отвод ее; герметичность деталей прибора; центрированную передачу нагрузки на штамп; постоянство давления на каждой ступени; первоначальную нагрузку на образец, создаваемую весом штампа и закрепленными на нем измерительными приборами, не более 0,0025 МПа. В компрессионном приборе может быть предусмотрено измерение первого давления в образце и бокового давления грунта на стенки рабочего кольца. В практике лабораторных исследований часто применяют компрессионные приборы конструкции Маслова, ГидроПроекта, КППА 60/25 ДС (ООО «НПП «Геотек»), КПр–1М и другие.

При компрессионных испытаниях используют три метода определения показателей (Болдырев, 2008) [4]:

- ступенчатое нагружение образцов грунта со стабилизацией деформаций во времени (ГОСТ 12248–2010) [15];
- испытания с постоянной скоростью деформации (CRS);
- испытания с оценкой стабилизации деформаций по степени релаксации напряжений.

Метод компрессионного сжатия, приведенный в ГОСТ 12248–2010, предусматривает только ступенчатое нагружение образцов грунта со стабилизацией деформаций во времени от 4 до 24 ч, в зависимости от вида грунта. В этом случае продолжительность испытаний одного образца глинистого грунта, например мягкопластичной консистенции, может составить до 3–4 суток. Испытания в стабилOMETре также занимают несколько суток или даже недель, так как каждое приращение нагрузки сохраняется постоянным до тех пор, пока поровое давление не стабилизируется или не будет достигнута заданная величина стабилизации деформации.

Альтернативными испытаниями являются испытания с постоянной скоростью деформации (CRS), позволяющие оценить сжимаемость в зависимости от эффективных напряжений за более короткое время (7–8 ч). CRS-испытания являются стандартными испытаниями грунтов в Швеции, Норвегии, Соединенных Штатах (ASTM D 4186–97) и Франции. Результаты этих испытаний зависят от скорости осевой деформации, которую рекомендуется назначать из результатов стандартных компрессионных испытаний, близкой к скорости, наблюдаемой в основании фундаментов (типичное значение скорости деформации составляет 10^{-7} в минуту).

В 2009 г. ООО «НПП «Геотек» была разработана конструкция компрессионного прибора с замером бокового напряжения с целью использования метода CRS для испытаний грунтов, которые позволяют оценить: характер изменения напряженного состояния грунтового образца в процессе сжатия с определением среднего напряжения и интенсивности касательных напряжений; коэффициенты бокового давления ξ и поперечного расширения ν ; параметры предельного состояния (сцепление c и угол внутреннего трения ϕ); модуль общей деформации E_0 с уточнением коэффициента β , характеристики просадочности, набухания. Компрессионные приборы измеряют поровое давление и боковое давление грунта на стенки рабочего кольца ($\varepsilon_x = \varepsilon_y$). Модуль деформации, полученный из этих испытаний, имеет два значения: первый характеризует деформируемость грунта при напряжениях менее структурной прочности грунта p_{str} , а второй – при напряжениях в грунте от внешней нагрузки более структурной прочности грунта.

Приборы-релаксометры с нагружением с постоянной скоростью деформации или с оценкой стабилизации деформаций по степени релаксации напряжений также позволяют сократить сроки испытаний от нескольких дней до нескольких часов. Автоматический компрессионный релаксометр АКР-2 представляет собой электромеханический пресс, который предназначен для определения параметров компрессионного сжатия грунтов, в том числе и по ветви разгрузки; определения давления набухания грунтов при их замачивании в случае нулевых деформаций; исследования сжимаемости и коэффициента оттаивания мерзлых грунтов; предварительного уплотнения грунтов перед сдвигом (рисунок 3.14).



Рисунок 3.14 – Автоматический компрессионный релаксометр АКР-2

Прибор отличается тем, что образец грунта испытывают в режиме релаксации напряжений, а по конечным значениям давлений и соответствующих деформаций образца, фиксируемых тензорными датчиками, при завершении каждой из ступеней нагрузки строят компрессионную кривую.

После достижения заданной величины деформирования образца грунта на каждой ступени ограничивают дополнительную осадку образца путем частичного сбрасывания нагрузки, приближая к условной стабилизации напряжений или деформаций образца. В методе реализована известная закономерность, согласно которой при использовании метода релаксации напряжений в случае испытаний водонасыщенных грунтов изменение общих напряжений и порового давления в испытываемых образцах происходит с одной скоростью, что позволяет в большинстве случаев не измерять поровое давление без ущерба определения ряда характеристик грунтов. Основным преимуществом релаксационного способа испытания грунтов на сжимаемость является многократное (в 5–10 раз) сокращение продолжительности экспе-

риментов при сохранении точности определения параметров по сравнению с традиционными методами.

Просадочность грунтов – способность грунтов под действующей нагрузкой (от собственного веса толщи или дополнительной нагрузки от сооружения) при увлажнении (замачивании) уменьшать свой объем.

В общем случае просадочность может проявляться при замачивании грунта и отсутствии внешнего давления, однако чаще всего она определяется при замачивании грунтов, находящихся под нагрузкой $\sigma_{1,n}$, при этом компрессионная кривая в координатах $e = f(\sigma)$ имеет вид ломаной линии (рисунок 3.15).

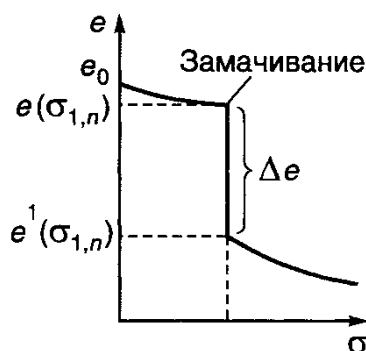


Рисунок 3.15 – Компрессионная кривая просадочного грунта с его замачиванием по нагрузкой $\sigma_{1,n}$ (по Грунтоведение, 2005)

В процессе испытаний грунта на просадочность выделяют три стадии: 1) предварительного уплотнения – деформирование образца до его замачивания возрастающей нагрузкой от 0 до $\sigma_{1,n}$, коэффициент пористости при этом уменьшается от e_0 до e ; 2) просадки – дополнительное уплотнение образца при его замачивании под нагрузкой $\sigma_{1,n}$; коэффициент пористости при этом снижается от e до e' ; 3) послепросадочной деформации, обусловленной компрессией уже просевшего грунта при давлениях $> \sigma_{1,n}$.

По компрессионной кривой рассчитываются параметры, характеризующие просадочность грунта: коэффициент макропористости $\Delta e = e - e'$ и коэффициент относительной просадочности (ε_{sl}), вычисляемый по формуле: $\varepsilon_{sl} = (h_p - h_p') / h_0$, где h_p – высота образца грунта природной влажности, сжатого под бытовым (природным) давлением и весом сооружения $\sigma_{1,n}$; h_p' – высота того же образца после замачивания под той же нагрузкой $\sigma_{1,n}$; h_0 – высота того же образца природной влажности, сжатого бытовым давлением.

Коэффициент макропористости (Δe) характеризует диапазон уменьшения пористости грунта за счет его просадки: чем он больше, тем более просадочный грунт. По величине *коэффициента относи-*

тельной просадочности (ε_{sl}) судят о склонности грунта к просадочности: согласно СТБ 943–2007 (ГОСТ 25100–2011), если $\varepsilon_{sl} > 0,01$, то такой грунт считается просадочным, и наоборот. Кроме этих показателей просадочные грунты характеризуются начальным давлением просадки (p_{sl}) и начальной влажностью (w_{sl}) просадки.

Начальным просадочным давлением называется минимальное давление p_{sl} , при котором проявляются просадочные свойства грунтов при их замачивании. Чем оно ниже, тем более просадочным является данный грунт. *Начальная просадочная влажность* (w_{sl}) – это минимальная влажность, при которой проявляются просадочные свойства у данного грунта. Чем ниже ее величина, тем большей просадочностью обладает грунт.

Просадочность грунтов определяют с помощью полевых и лабораторных испытаний. Из комплекса полевых методов исследований грунтов используют испытания грунтов штампами, статическое зондирование, пенетрационный каротаж, замачивание грунтов в опытных котлованах и испытания свай.

Испытания грунтов штампами проводят в соответствии с ГОСТ 20276–2012 по схеме «двух кривых» (в двух шурфах) или «одной кривой» (в одном шурфе). Первую схему используют для определения модуля деформации E просадочного грунта природной влажности и в водонасыщенном состоянии E_{sat} (после замачивания), начального просадочного давления p_{sl} и относительной деформации ε_{sl} просадочности при различных давлениях; по второй схеме – в случаях, когда достаточно определить модуль деформации E просадочного грунта природной влажности и относительную деформацию просадочности ε_{sl} при заданном давлении p_3 .

Статическое зондирование и (или) пенетрационный каротаж грунтов применяют для расчленения толщи просадочных грунтов на отдельные слои, различающиеся прочностью и плотностью, и для оценки пространственной изменчивости свойств просадочных грунтов. По данным статического зондирования с определением сопротивления грунта погружению конусу зонда при естественной влажности и в водонасыщенном состоянии может быть установлено предварительное значение относительной просадочности грунтов.

В лабораторных условиях характеристики просадочности грунта определяют по результатам испытаний образцов грунта в компрессионных приборах без возможности бокового расширения образцов грунта (ГОСТ 23161–2012). Испытания проводят на образцах грунта ненарушенной структуры с природной влажностью и с замачиванием их водой при давлении, последовательно увеличиваемом ступенями.

Испытания просадочных грунтов в компрессионных приборах также проводят по двум схемам:

– «одной кривой» – для определения относительной просадочности ε_{sl} при одном заданном значении давления;

– «двух кривых» – для определения относительной просадочности ε_{sl} при различных давлениях, начального просадочного давления p_{sl} .

При испытаниях по схеме «одной кривой» нагрузку штампа на образец грунта с природной влажностью прикладывают ступенями до заданного давления p_3 . Значение p_3 следует принимать равным значению суммарного давления от собственного веса грунта в водонасыщенном состоянии и от проектируемого фундамента или только от массы грунта на глубине отбора образца. После условной стабилизации осадки образца грунта на последней ступени давления, соответствующей p_3 , образец грунта необходимо замочить водой, продолжая замачивание до условной стабилизации просадки.

Испытания по схеме «двух кривых» проводят на двух образцах грунта, отобранных из одного монолита. Один образец испытывают в соответствии со схемой «одной кривой», второй образец до его нагрузки замачивают до полного водонасыщения. Затем проводят нагрузку штампа на образец ступенями до заданного давления p_3 , продолжая замачивание.

По результатам испытаний просадочного грунта в компрессионном приборе определяют:

– величины абсолютного сжатия (осадки) образца грунта Δh_i мм, с точностью 0,01, вычисленные как средние арифметические значения показаний индикаторов;

– величины относительного сжатия образцов грунта ε с точностью 0,001 при соответствующих значениях давления p_i и условно стабилизированных деформациях по формуле $\varepsilon = (\Delta h_i - r) / h_0$, где r – поправка на упругую деформацию прибора при давлении p_i , определяемая по результатам тарировки, мм; h_0 – высота образца грунта с природной влажностью при природном давлении на глубине отбора образца, равная $h_n - \Delta h_\delta$, где h_n – начальная высота образца грунта (высота рабочего кольца), мм; Δh_δ – абсолютное сжатие образца грунта с природной влажностью при природном давлении, мм.

По величинам относительного сжатия образцов ε строят график зависимости $\varepsilon = f(\sigma)$ с отображением просадочных деформаций. В случаях набухания образца грунта, замачиваемого до нагрузки при испытаниях по схеме «двух кривых», необходимо определить свободное относительное набухание ε_{sw} как отношение увеличения высоты образца к его начальной высоте. Точку, соответствующую ε_{sw} , следует включать

в график $\varepsilon = f(\sigma)$, откладывая ее на оси ординат вверх от оси абсцисс. Относительную просадочность грунта ε_{sl} при заданном давлении p при испытаниях по схеме «одной кривой» определяют по формуле

$$\varepsilon_{sl} = \frac{\Delta h_{sl}}{h_0} = \frac{h' - h_{sat.p}}{h_0},$$

где Δh_{sl} – дополнительное сжатие (просадка) грунта в результате замачивания;

h' – высота образца грунта с природной влажностью при заданном давлении;

$h_{sat.p}$ – высота образца грунта после дополнительного сжатия (просадки) в результате замачивания.

Величины относительной просадочности ε_{sl} для различных давлений при испытаниях по схеме «двух кривых» определяют как разность значений относительного сжатия образцов в водонасыщенном состоянии и природной влажности или разности ординат соответствующих кривых графика $\varepsilon = f(\sigma)$. По значениям ε_{sl} следует строить график зависимости относительной просадочности от давления $\varepsilon_{sl} = f(\sigma)$. Начальное просадочное давление p_{sl} следует определять по графику зависимости относительной просадочности от давления $\varepsilon_{sl} = f(\sigma)$, принимая за величину p_{sl} давление, при котором относительная просадочность составит 0,01.

3.5.3. Прочностные свойства грунтов

Под прочностью грунтов понимается их способность сопротивляться разрушению под влиянием механических напряжений, т. е. параметры прочности соответствуют критическим разрушающим напряжениям и определяются при предельных нагрузках, вызывающих либо разделение тела на части (для упругих грунтов), либо необратимое изменение формы тела в результате деформаций пластического течения (для пластичных грунтов).

Физическая природа прочности грунтов определяется силами взаимодействия между их структурными элементами и зависит от типа и особенностей структурных связей. Чем больше силы взаимодействия между структурными элементами грунта, тем выше его прочность в целом, поэтому скальные грунты с кристаллизационными и цементационными связями имеют большую прочность, чем дисперсные грунты с физическими и водно-коллоидными связями.

Разрушение грунта – стадийный процесс, протекающий во времени. Первая стадия – стадия упругих и пластичных деформаций; вторая – увеличения концентраций дефектов; третья – необратимого разрушения грунта. При оценке прочности чаще всего используют теорию предельных состояний, согласно которой определяют параметры критических (предельных) значений напряжений, которые может выдержать образец грунта без разрушения.

В зависимости от характера передаваемой нагрузки различают следующие типы напряженного состояния грунта: одноосное сжатие (когда $\sigma_1 > G$, $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$), одноосное растяжение ($\sigma_1 < 0$, $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$), простой (плоскостной) сдвиг ($\sigma_1 > 0$, $\tau > 0$) и трехосное сжатие ($\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3 > 0$).

При одноосном сжатии прочность грунта оценивается величиной временного сопротивления сжатию ($R_{сж}$), определяемого из соотношения: $R_{сж} = P_{сж} / S$, где $P_{сж}$ – предельная (разрушающая) нагрузка одноосного сжатия на образец, Н; S – площадь поперечного сечения образца, м² (таблица 3.21). Соответственно при одноосном растяжении прочность грунта оценивается величиной временного сопротивления растяжению (R_p), определяемого как: $R_p = P_p / S$, где P_p – предельная (разрушающая) нагрузка одноосного растяжения на образец, Н. Величины $R_{сж}$ и R_p измеряются в единицах напряжения (Па). Для одного и того же грунта всегда $R_p < R_{сж}$.

Таблица 3.21 – Предел прочности грунтов на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии (по СНиП 2.02.01–83)

Разновидности скальных грунтов по прочности	Временное сопротивление сжатию, МПа
Очень прочные	> 120
Прочные	50–120
Средней прочности	15–50
Малопрочные	5–15
Полускальные:	
– пониженной прочности,	3–5
– низкой прочности,	1–3
– весьма низкой прочности	< 1

При простом сдвиге прочность грунта зависит от соотношения величин нормального сжимающего (σ) и касательного сдвигающего (τ) напряжений: чем больше σ , тем большее сдвигающее напряжение τ надо приложить к образцу для его среза.

При этом взаимосвязь $\tau = f(\sigma)$ описывается линейным уравнением (закон Кулона): $\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi + c$, где φ – угол внутреннего трения, град; $\operatorname{tg} \varphi$ – коэффициент внутреннего трения; c – сцепление, МПа (рисунок 3.16, А).

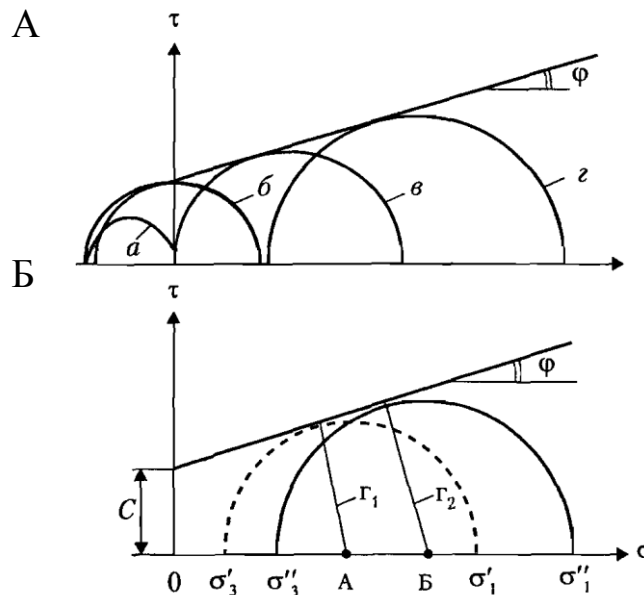


Рисунок 3.16 – А – диаграмма Кулона-Мора при испытании на прочность грунта в условиях растяжения (а), чистого сдвига (б), одноосного сжатия (в) и трехосного сжатия (з);
 Б – диаграмма Мора для предельных напряжений в условиях трехосного сжатия грунтов

Для сыпучих грунтов, не обладающих сцеплением ($c = 0$), закон Кулона имеет вид: $\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi$.

При трехосном сжатии прочность грунта зависит от соотношения всех главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 и σ_3 . В этом случае зависимость $\tau = f(\sigma)$ строится с помощью кругов Мора (рисунок 3.16, Б), радиусы которых $r = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$.

Выполнив испытания на трехосное сжатие не менее чем при двух соотношениях σ_1 и σ_3 и построив с помощью кругов Мора огибающую к ним, определяют значения φ и c .

Для главных напряжений условие Кулона-Мора имеет вид:

$$\sin \varphi = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3 + 2H},$$

где $H = c / \operatorname{tg} \varphi$ – сопротивление всестороннему растяжению.

Параметры φ и c – важнейшие характеристики грунтов, используемые в инженерных расчетах устойчивости (несущей способности) оснований, при оценке устойчивости откосов, расчете давления на подпорные стенки и др.

Прочность грунтов зависит от совокупности внешних и внутренних факторов. К основным внешним факторам, определяющим прочность грунтов, относятся: напряженное состояние, условия

проведения испытаний (закрытая или открытая система, влияние порового давления и т. п.), характер нагружения образца (статическое или динамическое), скорость нагружения, температура и др. К основным внутренним факторам, свойственным грунту и влияющим на его прочность, относятся: комплекс структурно-текстурных особенностей (тип структурных связей и их прочность, дисперсность, однородность структуры, тип текстуры, пористость и трещиноватость), наличие и состав поровой жидкости, ее количество, физико-химические особенности грунта и его выветрелость.

Прочностные характеристики дисперсных грунтов (угол внутреннего трения φ и удельное сцепление c) могут быть получены путем испытания грунтов лабораторными методами: на срез или трехосное сжатие, растяжение, по углу естественного откоса, вдавливанием штампа с шаровой или конусообразной поверхностью; а в полевых условиях – испытаниями на срез целиков грунта в шурфах или котлованах. Параметры прочностных свойств и лабораторные методы их определения регламентируются действующими нормативными документами (таблица 3.22).

Для водонасыщенных глинистых грунтов с показателем текучести $I_L > 0,5$, органоминеральных и органических грунтов, для которых подготовка целиков для полевых испытаний или отбор образцов для лабораторных испытаний затруднительны, прочностные характеристики для расчета оснований из этих грунтов в нестабилизированном состоянии могут быть определены полевым методом вращательного среза в скважинах или массиве.

Значения φ и c песков и глинистых грунтов могут быть определены полевыми методами поступательного и кольцевого среза в скважинах или зондированием (статическим – для песков и глинистых грунтов, динамическим – для песков кроме водонасыщенных пылеватых). При этом полученные значения φ и c должны уточняться на основе их сопоставления с результатами параллельно проводимых испытаний того же грунта лабораторными методами на срез или трехосное сжатие, а в полевых условиях – испытаниями на срез целиков грунта в шурфах или котлованах.

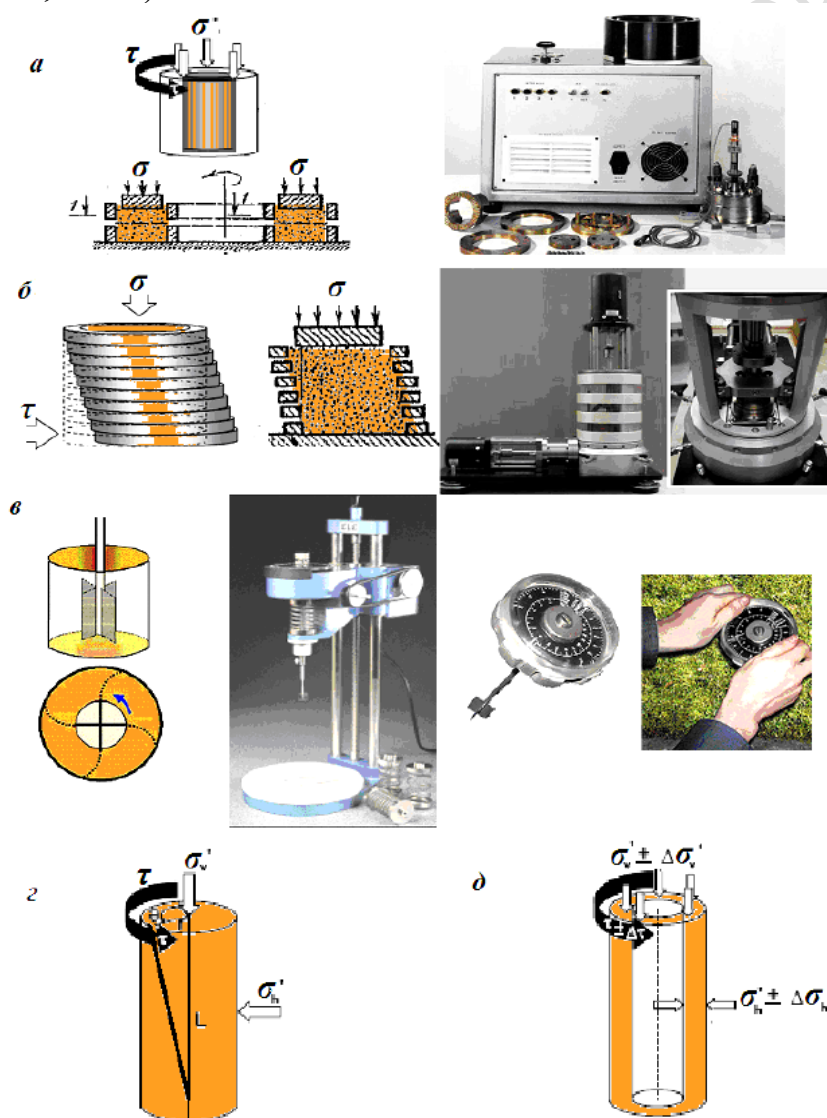
Испытания вращательным срезом крыльчаткой следует проводить для оценки максимальных значений сопротивления сдвигу органоминеральных и органических грунтов и глинистых грунтов мягкопластичной, текучей консистенции в недренированных условиях. Методику испытаний и интерпретацию полученных результатов необходимо выполнять в соответствии с ГОСТ 20276–99.

Таблица 3.22 – Методы определения прочностных характеристик немерзлых грунтов

Наименование параметров	Обозначение, размерность	Метод определения
<i>Полускальные и глинистые грунты с $L \leq 0,25$</i>		
Предел прочности на одноосное сжатие	$R_{сж}$, МПа	Одноосное сжатие (ГОСТ 12248-2010, ГОСТ 26447-85)
Сопротивление недренированному сдвигу	$C_{и}$, МПа	
<i>Пески (кроме гравелистых и крупных), глинистые и органо-минеральные грунты</i>		
Сопротивление срезу	τ , МПа	Одноплоскостной срез (ГОСТ 12248-2010)
Угол внутреннего трения	ϕ , °	
Удельное сцепление	c , МПа	
<i>Все дисперсные грунты</i>		
Угол внутреннего трения	ϕ , °	Трехосное сжатие (ГОСТ 12248-2010)
Удельное сцепление	c , МПа	
<i>Глинистые, органо-минеральные и органические грунты в водонасыщенном состоянии</i>		
Сопротивление недренированному сдвигу	$C_{и}$, МПа	Трехосное сжатие (ГОСТ 12248-2010)
<i>Скальные грунты (породы с пределом прочности при одноосном сжатии не менее 5 МПа)</i>		
Предел прочности на одноосное сжатие	$R_{сж}$, МПа	Одноосное сжатие образцов правильной формы плоскими плитами (ГОСТ 21153.2-84)
<i>Скальные грунты (породы с пределом прочности при одноосном сжатии от 10 до 150 МПа)</i>		
Предел прочности на одноосное сжатие	$R_{сж}$, МПа	Разрушение образцов-плиток плоскими соосными пуансонами (ГОСТ 21153.2-84)
<i>Скальные грунты</i>		
Предел прочности при срезе со сжатием	$R_{сж}$, МПа	Срез со сжатием (ГОСТ 21153.3-85)
<i>Скальные грунты (породы с пределом прочности при одноосном растяжении не менее 0,5 МПа)</i>		
Предел прочности при одноосном растяжении	R_p , МПа	1. Метод разрушения цилиндрических и призматических образцов прямым растяжением 2. Метод разрушения цилиндрических образцов сжатием по образующим 3. Метод разрушения образцов произвольной формы встречными сферическими индекторами 4. Метод комплексного определения пределов (ГОСТ 21153.3-85)
<i>Скальные грунты (породы с коэффициентом крепости по Протодьяконову f не менее 0,5)</i>		
Предел прочности горной породы при изгибе	$R_{из}$	Метод определения предела прочности при изгибе (ГОСТ 21153.6-75)
<i>Скальные грунты</i>		
Предел прочности при объемном сжатии	$R_{сжв}$	Метод определения предела прочности при объемном сжатии (ГОСТ 21153.8-88)

Определение прочностных характеристик грунтов в лабораторных условиях следует производить методом трехосного сжатия (ГОСТ 12248–2010), а их результаты использовать для корректировки данных испытаний одноплоскостного среза.

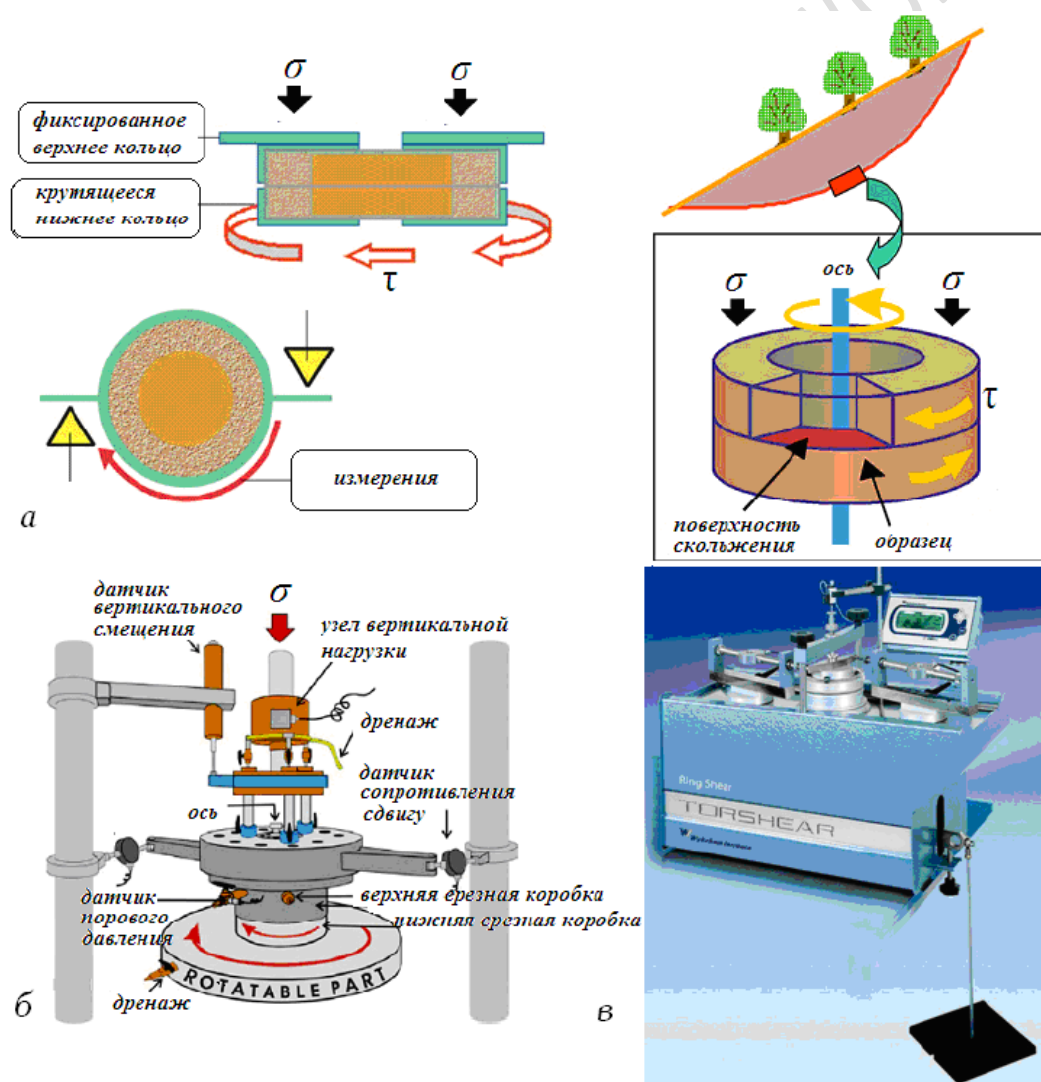
Другие виды напряженных состояний могут быть реализованы в приборах прямого и кольцевого сдвига (рисунок 3.17, *а*), в установках с перекашиванием образца (рисунок 3.17, *б*) – при помощи лабораторных сдвигомеров-крыльчаток (рисунок 3.17, *в*) при испытаниях сплошных и полых цилиндрических образцов на кручение (рисунок 3.17, *з*, *д*). Образцы грунта могут иметь формы: куба, параллелепипеда, сплошного или полого цилиндра, сплошной или полой катушки (Крамаренко, 2011).



а – кольцевого сдвига; *б* – прямого сдвига с перекашиванием образца; *в* – лабораторный вариант крыльчатки и полевой тестер-крыльчатка; *з*, *д* – схемы испытаний сплошных и полых цилиндрических образцов на кручение

Рисунок 3.17 – Схемы и фотографии приборов

Приборы кольцевого сдвига применяются для определения прочности грунтов как при малых, так и при больших сдвиговых деформациях (в сотни процентов). У большинства грунтов наблюдается уменьшение прочности с ростом деформации сдвига после достижения пикового состояния. Этот процесс можно зафиксировать в приборе кольцевого сдвига, а также с помощью прибора прямого среза при кинематическом нагружении образца. В приборе кольцевого сдвига (рисунок 3.18), кроме значений максимального и предельного угла внутреннего трения, замеряется параметр остаточной прочности φ_r , применяемый при расчетах устойчивости склонов, откосов котлованов, подпорных стен и при моделировании оползневых процессов или движения грунтов в зоне сброса по уже сформировавшейся плоскости скольжения.



а – схемы опыта с кольцевыми приборами; *б* – схема кольцевого прибора; *в* – фотография прибора кольцевого сдвига (производитель Wykeham Farrance)

Рисунок 3.18 – Срезные приборы, определяющие прямые и остаточные напряжения

Главное преимущество испытаний на кольцевой сдвиг заключается в деформации сдвига с постоянной площадью образца в течение всего опыта, а также в возможности выполнять испытания грунтов при деформации сдвига более 10–30 %, чего не позволяют приборы прямого среза или простого сдвига. Кроме того, в условиях кольцевого среза не меняется ориентация частиц в послеупругом состоянии, что характеризуется почти нулевым сцеплением и минимальным трением.

При испытаниях в приборе кольцевого сдвига грунт находится в двух кольцах (верхнее или нижнее), одно из которых вращается, а другое (верхнее или нижнее) лежит неподвижно. Опыт проводится при постоянном нормальном давлении, которое определяется по зависимости: $\sigma = P / \pi(r_0^2 - r_i^2)$, где P – нагрузка от веса грузов, штампа и штанги; r_0 и r_i – соответственно внутренний и наружный радиусы кольцевого штампа.

Касательное напряжение рассчитывается по величине крутящего момента M : $\tau = 3M / 2\pi(r_0^3 - r_i^3)$.

Метод кольцевого сдвига дает возможность воссоздавать в лаборатории условия, аналогичные естественным, и получать очень точные значения остаточного сопротивления, которые зависят не только от величины нормального давления в плоскости сдвига, но и от скорости сдвига. Обычно при смещении склонов наблюдается скорость движения грунтовых масс от 5 см/год до 50 см/сут.

Устройства простого сдвига с перекашиванием образца (рисунок 3.17, б) позволяют моделировать различные условия действия сдвигающих нагрузок. Результаты применяются при расчете устойчивости подводных склонов континентальных шельфов, характеризующихся слоистым залеганием глинистых грунтов; при прогнозе поведения грунтов под фундаментом морских платформ или рядом с боковой поверхностью свай. Установка предназначена для уплотнения образца дренирования и затем сдвига. Деформация сдвига вызывается горизонтальным смещением нижней части образца относительно верхней, кольца скользят друг по другу и при этом диаметр образца остается постоянным, поэтому любые изменения объема являются результатом вертикального движения верхнего прижимного устройства. На этапе сдвига во время испытания вертикальная высота образца поддерживается постоянной с помощью вертикального привода, соединенного обратной связью с датчиком смещения. Образцы грунта могут быть в форме цилиндра, прямоугольника или куба.

Преимущество данного прибора заключается в том, что если в условиях *прямого среза* разрушение образца грунта происходит вдоль заранее фиксированной горизонтальной плоскости, то в усло-

виях *простого сдвига* разрушение будет проходить вдоль серии горизонтальных (или вертикальных) плоскостей сдвига по ослабленным участкам грунта с наименьшим сопротивлением. В отличие от испытаний на прямой срез (когда практически невозможно выдержать недренированные условия), при опытах в приборах прямого сдвига образец находится в резиновой оболочке, что позволяет проводить дренированные и недренированные испытания, сохраняя объем грунта, а также измерять поровое давление. Испытания в условиях простого сдвига позволяют определить не только параметры прочности, но и модуль сдвига G (Крамаренко, 2011) [46].

Испытания на прямой одноплоскостной или кольцевой сдвиг проводятся в основном для таких условий устойчивости грунтов, когда возникают явные плоскости разрыва или когда прочностные характеристики определяются на поверхности контакта грунт – фундамент. Результаты этих испытаний хорошо совпадают. Напряжения в условиях кольцевого сдвига более однородны, при этом испытании легче получить большие деформации сдвига и определить остаточную прочность грунта, чем в приборе прямого сдвига. Подготовка образца для испытаний в условиях прямого сдвига менее трудоемка по сравнению с кольцевым сдвигом.

Сравнение результатов испытаний в условиях простого сдвига с результатами испытаний в условиях трехосного сжатия или прямого среза свидетельствует о том, что в условиях простого сдвига максимальная прочность получается ниже, а разница в значениях остаточной прочности менее существенна. Учитывая эти различия, рекомендуется принимать значения пиковой прочности при срезе с понижающими коэффициентами 0,77–0,85.

Для полевых исследований прочности слабых грунтов (торфов, илов, текучих и текучепластичных глинистых грунтов) применяется сдвигомер-крыльчатка. Аналогичный миниприбор используется и в лабораторных условиях. Крыльчатка представляет собой две одинаковые прямоугольные взаимно перпендикулярные пластинки, насаженные на вертикальную ось (рисунок 3.17, в), к которой прикладывается крутящий момент и измеряется его предельная величина, используемая для расчета сопротивления недренированному сдвигу c_u .

В установках, действующих по схемам торсионного сдвига (рисунок 3.17, з) и кручения пустотелого цилиндра (рисунок 3.17, д), образцы фиксируются в основании и вращение производится вокруг вертикальной оси в верхней части образца. Изначально для этих схем испытаний применялись стабилметры кручения. В 1957 г.

W. Kirpatric предложил использовать полые цилиндры грунта, что позволило приводить во вращение верхний нагрузочный штамп, а также создавать давление внутри и с внешней стороны образца. За рубежом приборы для испытаний получили название НСА (Hollow Cylinder Apparatus). При испытании полых цилиндрических образцов моделируется истинное трехосное сжатие с вращением направлений осей главных напряжений. В результате создается широкий диапазон возможных вариантов сложного напряженного состояния в образце грунта, что особенно важно для грунтов анизотропных: можно изменять вертикальное (σ_v), боковое наружное (σ_h) и внутреннее давления (σ_{vi}). Приборы позволяют замерять деформации в сотни процентов, что наблюдается при потере устойчивости склонов и откосов. К недостаткам НСА относится сложность подготовки образцов и неоднородность напряженно-деформированного состояния после определенного уровня нагружения. Необходимо отметить, что такая схема испытаний очень сложна, и применяют ее в исследовательских целях в основном для образцов с нарушенной структурой.

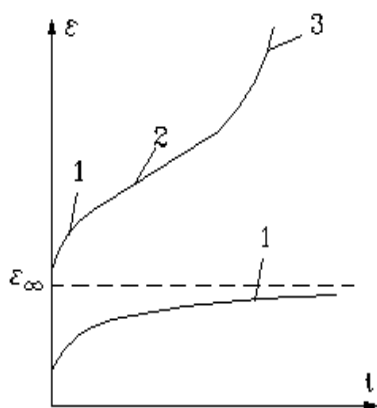
3.5.4. Реологические свойства грунтов

Реологические свойства грунтов – раздел физико-механических свойств, характеризующих деформирование грунтов во времени при действии на них механических напряжений.

Они проявляются в виде ползучести грунтов, релаксации напряжений и снижении прочности при длительном воздействии нагрузок. Особенно характерны эти свойства для пылевато-глинистых грунтов и любых других грунтов, находящихся в мерзлом состоянии; могут проявляться также в скальных грунтах и песках при их определенном напряженном состоянии.

Ползучестью называется процесс изменения деформаций во времени при действии какого-либо постоянного напряжения (нормального, сдвигового или объемного). В соответствии с указанными действующими напряжениями различают осевую или продольную ползучесть (при одноосном сжатии или растяжении вдоль оси z или x, y), ползучесть при сдвиге и объемную ползучесть. Основными параметрами ползучести являются *скорость деформирования* или *ползучести* (v_e), под которой понимают отношение изменения деформаций ($\Delta \epsilon$) ко времени (Δt), т. е. $v_e = \Delta \epsilon / \Delta t$ и *вязкость* (η). Вязкость грунта (или коэффициент динамической вязкости) в системе СИ измеряется в $\text{н} \times \text{с} / \text{м}^2$, а в системе СГС – в $\text{г} / \text{см} \times \text{с}$. Эта единица измерения носит название пуаз (пз): $1 \text{ пз} = 0,1 \text{ н} \times \text{с} / \text{м}^2$ (Грунтоведение, 2005) [35].

Развитие ползучести грунта во времени происходит в одну или несколько стадий (рисунок 3.19).



Стадии развития ползучести:
1 – затухающая; 2 – установившаяся; 3 – прогрессирующая

Рисунок 3.19 – Кривые ползучести грунта во времени

Затухающая, или ограниченная, ползучесть происходит с уменьшающейся скоростью деформирования, падающей во времени до нуля; *установившаяся* ползучесть происходит на значительном интервале времени с постоянной скоростью деформирования; *прогрессирующая* или неограниченная ползучесть развивается с возрастающей скоростью и заканчивается разрушением образца. При этом для осевой и сдвиговой ползучестей характерны все три стадии в зависимости от условий деформирования грунта, в то время как объемная ползучесть всегда имеет затухающее развитие.

Осевой ползучестью грунтов называют развитие в них осевых (продольных) деформаций во времени в условиях одноосного растяжения или сжатия, при этом объем грунта практически не меняется, а меняется лишь его форма. Осевая ползучесть является нелинейной и описывается нелинейными функциями вида $\varepsilon = f(\sigma, t)$ или $\eta = f(\sigma)$. В зависимости от величины нагружения грунта его продольная ползучесть может носить затухающий или незатухающий характер. Например, для случая, показанного на рисунке 3.20, при $\sigma < 0,066$ МПа ползучесть является затухающей, а указанный диапазон напряжений безопасным. Затухание ползучести объясняется тем, что при данных напряжениях в ходе ползучести происходит некоторое упрочнение грунта за счет его внутренней структурной перестройки (смыкания пор, микротрещин, переориентации частиц и др.).

При $\sigma > 0,066$ МПа развивается стационарная ползучесть, переходящая в прогрессирующую и завершающуюся разрушением грунта. Прогрессирующая ползучесть объясняется тем, что при данных

напряжениях в грунте процессы микроразрушений структуры преобладают над процессами восстановления структурных связей в ходе ползучести. Из графика также видно, что *долговечность грунта* (t_p) – время от момента приложения нагрузки к грунту до момента его разрушения, по мере роста прикладываемых напряжений σ снижается. Таким образом, для данного случая напряжение $\sigma = 0,066$ МПа является критическим и называется порогом ползучести. Порог ползучести разграничивает область опасных (завершающихся разрушением) и безопасных напряжений. Поэтому он является важной с практической точки зрения реологической характеристикой.

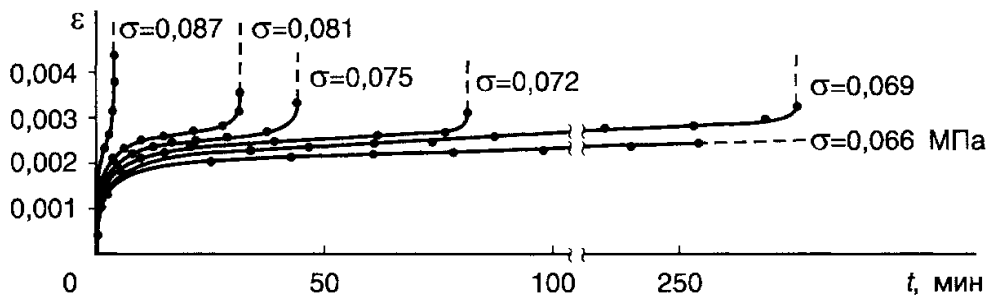


Рисунок 3.20 – Кривые осевой ползучести озерно-ледниковой глины естественной структуры ($w = 24$ %) при комнатной температуре и действии растягивающих напряжений (σ , МПа) (по Грунтоведение, 2005) [35]

Параметры осевой ползучести грунтов (скорость, условные пределы текучести, вязкость, порог ползучести и др.) зависят от различных внутренних и внешних факторов. Основными из внутренних факторов (т. е. присущих самому грунту) являются: структура грунта, его влажность, плотность и другие особенности. Среди грунтов разной структуры при прочих одинаковых условиях меньшая скорость ползучести характерна для грунтов с более прочными структурными связями. Глинистые грунты нарушенной структуры обладают более низкими характеристиками ползучести, чем те же грунты с естественной структурой. Увеличение влажности и снижение плотности песчано-глинистых грунтов также приводит к снижению параметров осевой ползучести.

Из внешних факторов на параметры осевой ползучести сильное влияние оказывает температура. В области положительных температур нагрев грунта при прочих одинаковых условиях приводит к снижению параметров ползучести: падению параметров вязкости (η_0 , η_m), увеличению скорости ползучести при одинаковом σ , снижению условных пределов текучести ($\sigma_{к1}$, $\sigma_{к2}$), порога ползучести и т. д. В наибольшей мере влияние температуры проявляется в глинистых грунтах со слабыми структурными связями – коагуляционными.

Ползучесть грунтов при сдвиге представляет собой процесс развития деформации сдвига (γ) во времени под действием постоянного касательного (сдвигающего) напряжения τ , происходящий при постоянном объеме грунта. Общие закономерности и вид кривых ползучести при сдвиге во многом схожи с кривыми осевой ползучести. Однако развитие сдвиговых деформаций с ростом τ принципиально отличается от развития объемных деформаций: развитие объемных деформаций носит затухающий характер, а сдвиговых – прогрессирующий.

Ползучесть при сдвиге является нелинейной и описывается различными уравнениями вида $\gamma = f(\tau, t)$. В силу большого разнообразия грунтов и влияния множества факторов на ползучесть при сдвиге это уравнение не может быть описано универсальной функцией одинаковой для всех типов грунтов. Параметрами ползучести при сдвиге являются условные предельные напряжения сдвига ($\tau_{к1}$, $\tau_{к2}$ и τ_m), значения минимальной (η_m), максимальной (η_0) и эффективной (η) вязкости при данном τ , а также порог ползучести (τ_{lim}), определяемый величиной τ , при которой наблюдается переход от затухающей к прогрессирующей сдвиговой ползучести.

На ползучесть при сдвиге оказывают влияние те же внутренние и внешние факторы, что и для осевой ползучести, рассмотренной выше.

Объемной ползучестью называется развитие во времени объемных деформаций (ε_v) грунта, возникающих в общем случае под действием постоянного шарового тензора эффективных напряжений, т. е. средних эффективных напряжений $\sigma'_m = (\sigma'_1 + \sigma'_2 + \sigma'_3)/3$, где σ'_1 , σ'_2 , σ'_3 – эффективные напряжения по главным осям.

Деформации объемной ползучести $\varepsilon_v = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3)/3$ являются затухающими и нелинейными, развивающимися в скелете грунта во времени вследствие вязкого сопротивления межчастичных связей. В ходе объемной ползучести изменяется объем грунта за счет отжатия из его пор воды и (или) вытеснения порового воздуха. Поэтому объемная ползучесть может развиваться как в сухих, так и влажных грунтах, в талых и мерзлых, скальных и дисперсных.

Объемную ползучесть изучают в приборах трехосного сжатия в условиях открытой системы (дренированные испытания) или закрытой системы (недренированные испытания для не полностью водонасыщенных грунтов). На рисунке 3.21 приведены кривые объемной ползучести мерзлой супеси $\varepsilon_v = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3)/3$, полученные в опытах на трехосное сжатие при всестороннем сжатии, из которых следует, что в этих условиях объемная ползучесть является нелинейной.

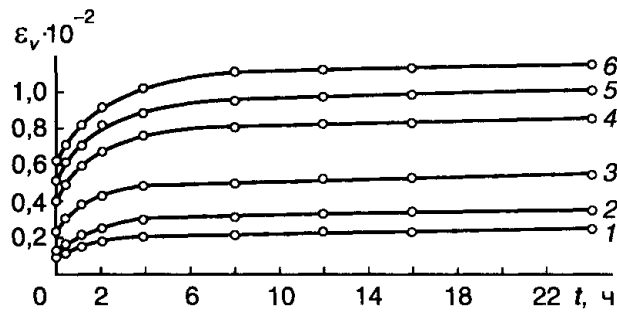
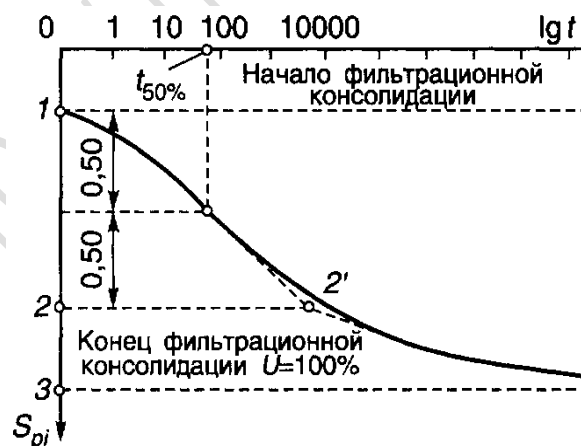


Рисунок 3.21 – Кривые объемной ползучести мерзлой супеси ($W = 24\%$, $T = -10\text{ }^\circ\text{C}$) при всестороннем сжатии, равном [по С. Э. Городецкому, 1969]. 1 – 5; 2 – 7,5; 3 – 15; 4 – 30; 5 – 45; 6 – $60 \cdot 10^5$ Па

Частным видом объемной ползучести является **консолидация грунта**. Консолидацией называется развитие во времени затухающих деформаций уплотнения (ϵ_z) в условиях компрессии (т. е. при одномерном уплотнении под постоянным напряжением σ_z и без возможности бокового расширения образца, когда боковые деформации $\epsilon_x = \epsilon_y = 0$). При консолидации за счет уплотнения образца и отжатия из его пор воды и (или) воздуха происходит уменьшение объема образца, при этом объемная деформация совпадает с осевой: $\epsilon_v = \epsilon_z$.

При изучении консолидации определяется зависимость относительной осевой деформации ϵ_z (или относительной осадки s) образца от времени уплотнения (t) при данной нагрузке (σ_z). Общий вид кривой консолидации $s = f(t)$ при $\sigma_z = \text{const}$ показан на рисунке 3.22.



0–1 – мгновенное сжатие; 1–2 – фильтрационная (первичная) консолидация; 2–3 – вторичная консолидация

Рисунок 3.22 – Общий вид кривой консолидации водонасыщенного глинистого грунта ($\sigma_z = \text{const}$)

После приложения нагрузки σ_z в образце возникает мгновенная упругая деформация сжатия (рисунок 3.22, участок 0–1), затем начинают медленно развиваться пластические деформации за счет отжа-

тия воды из пор под действием уменьшающегося во времени порового давления u . Это так называемый этап *первичной консолидации*, завершающийся в момент, когда $u = 0$. После этого начинается этап *вторичной консолидации*, обусловленный медленной ползучестью скелета грунта, более плотной упаковкой и переориентацией частиц грунта (Грунтоведение, 2005) [35].

Первичную консолидацию грунта называют также фильтрационной консолидацией. Первичная консолидация протекает в водонасыщенных грунтах при степени их влажности больше 0,8. При меньшей влажности процессами фильтрационной консолидацией пренебрегают.

Предпосылки теории фильтрационной консолидации сводятся к следующему: а) скелет грунта линейно-деформируемый, деформируется мгновенно после приложения к нему нагрузки и вязкими связями не обладает; б) структурной прочностью грунт не обладает, давление в первый момент полностью передается на воду; в) грунт полностью водонасыщен, вода и скелет объемно несжимаемы, вся вода в грунте гидравлически непрерывна; г) фильтрация подчиняется закону Дарси.

Теория фильтрационной консолидации описывает деформирование во времени полностью водонасыщенного грунта. Принимается, что полное напряжение, возникающее в элементе грунта от приложенной нагрузки, разделяется на напряжения в скелете грунта (эффективные напряжения) и давление в поровой воде (поровое давление). В различных точках массива грунта под действием нагрузки возникают разные значения порового давления. Вследствие этого образуется разность напоров в поровой воде и происходит ее отжатие в менее нагруженные области массива. Одновременно под действием эффективных напряжений происходят перекомпоновка частиц и уплотнение грунта. Считается, что уменьшение пористости грунта (его уплотнение) пропорционально расходу воды (оттоку воды из пор грунта). Следствием этого является важное положение о том, что скорость деформации грунта будет находиться в прямой зависимости от скорости фильтрации в нем поровой воды. Поэтому основной характеристикой грунта, определяющей время протекания процесса фильтрационной консолидации, является коэффициент фильтрации. Скелет грунта принимается линейно деформируемым.

Строго разграничить стадии чисто фильтрационного деформирования и ползучести практически невозможно, поскольку эти процессы часто осуществляются одновременно. Обычно это разграничение проводится по перегибу кривой $s = f(t)$, построенной в полулогарифмическом масштабе (на рисунке 3.22, точка 2'), где участок

1–2 соответствует деформации за счет первичной консолидации, а участок 2–3 – за счет вторичной) (Грунтоведение, 2005) [35].

Параметрами консолидации грунтов являются: *степень консолидации* (θ) грунта на данный момент времени (t), которая определяется отношением величины деформации на данный момент (ε_t) к конечной деформации (ε_∞), когда уплотнение завершилось: $\theta = (\varepsilon_t / \varepsilon_\infty)100$ (%); *период первичной консолидации* (t_ϕ) – время от начала уплотнения до завершения фильтрационного этапа консолидации; *коэффициент консолидации* (c_v), характеризующий скорость процесса уплотнения и определяемый по теории фильтрационной консолидации из соотношения $c_v = K_\phi (1+e) / m\rho_w$, где K_ϕ – коэффициент фильтрации; e – коэффициент пористости; m – коэффициент сжимаемости; ρ_w – плотность воды; c_v измеряется в $\text{см}^2/\text{с}$.

Высокая скорость консолидации (значения c_v порядка 10^{-2} – 10^{-3} $\text{см}^2/\text{с}$) характерна для грубодисперсных (крупно- и мелкообломочных) грунтов. Пески уплотняются намного быстрее, чем глины, так как обладают большими значениями коэффициента фильтрации. Консолидация высокодисперсных грунтов идет наиболее медленно ($c_v = 10^{-5}$ – 10^{-6} $\text{см}^2/\text{с}$), поскольку глины обладают малыми коэффициентами фильтрации, отжатие связанной воды в них происходит медленно и с трудом, обуславливая так называемые длительные или «вековые» осадки сооружений. Продолжительность таких осадок может составлять несколько лет.

Консолидация грунтов зависит также от их химико-минерального состава, структурно-текстурных особенностей, плотности и влажности, вида обменных катионов, состава и концентрации порового раствора и др. Из внешних факторов на консолидацию влияет температура (Грунтоведение, 2005) [35].

При изучении консолидации определяется зависимость относительной осевой деформации (ε_z) или относительной осадки (s) образца от времени уплотнения (t) при данной нагрузке (σ).

Испытания грунтов на консолидацию проводят в компрессионных приборах (одеметрах). Для испытания берут, как правило, образцы грунта ненарушенной структуры и естественной влажности при полном и частичном заполнении водой. В отдельных случаях испытывают и образцы грунта нарушенной структуры определенной влажности.

Испытание проводят при постоянном давлении, равном проектному давлению на грунт или другому заданному давлению. Давление на образец грунта передают сразу после приведения разуплотнившегося грунта к природному состоянию или после предварительного уплотнения грунта заданной нагрузкой. По результатам испытания

строят график консолидации. Для определения коэффициента фильтрационной консолидации c_v полученную кривую, согласно ГОСТ 12248–2010, обрабатывают методом квадратного корня из времени, а при одновременном определении коэффициентов фильтрационной c_v и вторичной c_α (за счет ползучести грунта) консолидации – логарифмическим методом.

Релаксация напряжений – это процесс изменения (уменьшения) напряжений во времени при сохранении постоянной деформации, т. е. $\varepsilon = (t \rightarrow \infty \text{ и } \sigma = \text{const})$. В грунте она происходит за счет процессов внутренних микроструктурных изменений, сопровождающихся упругими и пластическими микродеформациями и перераспределением напряжений между частицами во времени при сохранении постоянной общей деформации. Основным параметром, характеризующим релаксацию, является время релаксации t_r – время достижения системой состояния равновесия. При оценке релаксации напряжений в твердых телах время релаксации как бы характеризует «подвижность» материала и соответствует так называемому времени оседлой жизни частицы в положении равновесия. У жидкостей время «оседлой жизни» молекул в миллион раз меньше, чем у кристаллических твердых тел. Поэтому, чем меньше величина t_r , тем в большей степени материал приближается к жидкости, и наоборот (Грунтоведение, 2005) [35].

Релаксация напряжений в различных телах происходит по-разному. Так, в идеально упругих телах, у которых деформация возникает и восстанавливается мгновенно, релаксация напряжений идет бесконечно долго. В идеально вязких телах (жидкостях) деформация нарастает во времени линейно, а после разгрузки она не восстанавливается; время релаксации в таких системах наименьшее. В реальных телах (включая и грунты) наблюдаются проявления и упругости, и пластичности. Так, в упруговязком теле деформация развивается во времени, но является затухающей и полностью восстанавливающейся; время релаксации напряжений в таком теле значительно. В упруговязкопластическом теле деформация также развивается во времени, но носит незатухающий характер и восстанавливается лишь частично; время релаксации напряжений в таком теле незначительно.

В целом же проявление упругости и вязкопластичности в грунтах зависит от соотношения времени воздействия нагрузки (t) и времени релаксации (t_r): если $t \ll t_r$, то тело ведет себя как упругое; если $t \gg t_r$, то тело ведет себя как вязкое (Грунтоведение, 2005) [35].

Величина времени релаксации напряжений в теле определяется из закона релаксации Максвелла: $\tau = \tau_0 \varepsilon^{-t/\tau}$, где $\tau_0 = G \gamma$ – начальное напряжение сдвига; G – модуль сдвига. Откуда время релаксации $t_r = \eta/G$.

Из закона релаксации Максвелла следует, что для момента времени $t = t_r$ это уравнение примет вид: $\tau = \tau_0/e$. Таким образом, время релаксации напряжений равно такому отрезку времени t_r за которое напряжение τ уменьшится в $e = 2,718$ раза по отношению к начальному значению τ_0 .

У воды время релаксации составляет 10^{-11} с, у льда – сотни секунд (10^2 – 10^3 с в зависимости от температуры), у стекла – сотни лет, у горных пород – тысячелетия (например, у известняка $t_r = 10^{10}$ с). В силу этих причин при быстром приложении нагрузки многие грунты ведут себя как упругие и хрупкие тела, а при медленном – текут как жидкости. Особенно ярко это проявляется в мерзлых грунтах, в каменной соли и др. С другой стороны, хорошо известно, что под действием давления даже скальные грунты за геологические периоды времени проявляют вязкое течение.

Таким образом, время релаксации напряжений в грунтах определяется их химико-минеральным составом, структурно-текстурными особенностями (в основном типом и прочностью структурных связей), плотностью и влажностью, составом и концентрацией порового раствора, а из внешних факторов – температурой и действием других физических полей (электромагнитного, радиационного и др.).

Релаксационные испытания грунтов проводят как в полевых (испытания штаМПами, сваями и др.), так и в лабораторных условиях. В последних методика испытаний определяется ГОСТ Р 58327–2018, который распространяется на дисперсные связные грунты ненарушенного сложения и несвязные грунты нарушенного сложения и устанавливает метод лабораторного определения параметров вторичной релаксации в условиях компрессионного сжатия на основе анализа экспериментальных релаксационных кривых. Испытания грунтов проводят в релаксометре. В его конструкцию входят одомер, прессовый механизм для вертикального деформирования образца грунта, устройство для измерения вертикальной нагрузки, датчики перемещений для фиксации изменения высоты образца.

Испытания проводят не менее чем по четырем ступеням деформирования. После деформирования образца до заданных значений в процессе испытания фиксируют изменения (релаксацию) напряжений и деформаций во времени. Отсчеты по устройствам для измерения напряжений и вертикальной деформации проводят в такой последовательности: первый отсчет – сразу после достижения заданного перемещения, затем через 1, 2, 5, 10, 20 мин и далее с удвоением интервала времени.

В процессе испытания для каждой ступени строят график зависимости изменения напряжения от логарифма времени. При этом за начало отсчета шкалы времени принимают значение $\lg(t) = 0$, что соответствует времени $t_i = 1$ мин. Завершением ступени является выход участка графика «напряжение – логарифм времени» на устойчивую линейную зависимость, соответствующую вторичной релаксации. Далее деформирование ступенями продолжается до достижения максимального значения деформации.

С ползучестью и релаксацией напряжений в грунтах тесно связано такое явление, как **длительная прочность** грунта, под которой понимают его способность терять свою прочность при увеличении длительности действия нагрузки. Она характеризуется кривой длительной прочности, графиком в координатах «прочность – время», причем в качестве количественных показателей прочности могут выступать любые ее параметры, например, показатели прочности на сдвиг φ и c , прочность на одноосное сжатие, на растяжение, предельное напряжение сдвига и т. д. Кривые длительной прочности строятся по результатам испытаний грунтов на ползучесть (рисунок 3.23).

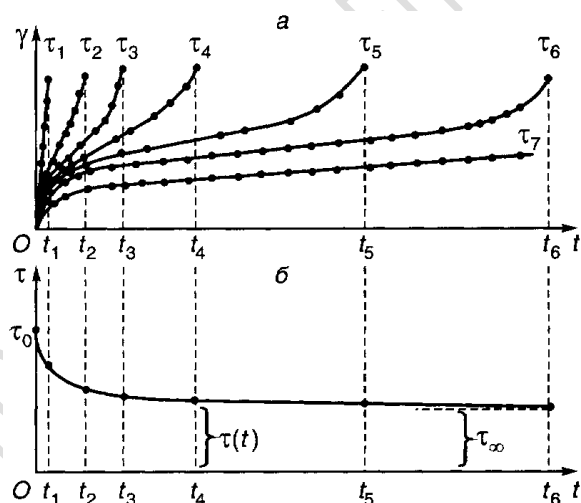


Рисунок 3.23 – Кривые ползучести грунта при сдвиге (а) и построенная по ним кривая длительной прочности (б) (по С. С. Вялову, 1978)[8]

Для этого испытывается серия одинаковых образцов-близнецов и определяется их долговечность t_p – т. е. время от момента приложения нагрузки до момента разрушения для каждого напряжения τ (рисунок 3.23, кривая а). По этим данным строится кривая длительной прочности (рисунок 3.23, кривая б). На графике различают: условно мгновенную (или начальную) прочность τ_0 , т. е. наибольшую прочность при $t \rightarrow 0$; длительную прочность $\tau = f(t)$, определяемую текущими разрушающими напряжениями на момент времени t ; предел длительной прочности τ_∞ , соответствующий такому без-

опасному напряжению, до которого деформации ползучести носят затухающий характер.

Для оценки того, насколько снижается длительная прочность по сравнению с условно-мгновенной, рассчитывается снижение длительной прочности (R_s^i), измеряемое в %: $R_s^i = (\tau_i/\tau_0) 100$, где τ_i – длительная прочность на момент времени t . Для предельного случая ($t = \infty$) определяется предельное снижение длительной прочности (R_s^∞), измеряемое также в %: $R_s^\infty = (\tau_\infty/\tau_0) 100$.

Наиболее существенно длительная прочность зависит от характера и прочности структурных связей грунта. Прочные структурные связи (с кристаллизационными и цементационными контактами) обуславливают незначительное снижение длительной прочности. Для таких грунтов $R_s^\infty = 70\text{--}90\%$ от начальной (для большинства скальных грунтов $R_s^\infty = 60\text{--}80\%$). Более слабые структурные связи (с переходными контактами) в большей мере снижают длительную прочность; для них $R_s^\infty = 50\text{--}80\%$ от начальной. При наличии самых слабых структурных связей (с коагуляционными контактами) $R_s^\infty = 20\text{--}60\%$ от начальной (Грунтоведение, 2005)[35].

Существуют различные методы определения длительной прочности грунтов: метод динамометрического определения изменения прочности по С. С. Вялову, метод шарикового штампа Н. А. Цытовича и др.

Сущность метода Н. А. Цытовича заключается в следующем. Шаровой штамп нагружают некоторой постоянной нагрузкой, осадки измеряют до их стабилизации. Достигнутое при этом удельное давление и будет длительным сопротивлением грунта.

Среднее давление в грунте под шаровым штампом

$$P_{\text{ср}} = \frac{P}{\pi D S_t},$$

где P – внешняя нагрузка на шаровой штамп;

D – диаметр шарового штампа;

S_t – осадка шарового штампа в любое время.

Если вместо осадки S_t подставить $S_{\text{дл}}$ (длительная установившаяся осадка) и учесть глубину заложения штампа γh_ϕ , то получим

$$P_{\text{дл}}^{\text{пред}} = \frac{P}{\pi D S_{\text{дл}}} + \gamma h_\phi,$$

где $S_{\text{дл}}$ – длительная осадка, приблизительно равная удвоенной осадке за 30 мин.

Опыты показали, что вышеприведенная формула расчета среднего давления применима для оценки длительного сопротивления грунтов.

3.5.5. Динамические свойства грунтов

Динамические свойства грунтов – группа физико-механических свойств грунтов, определяющих их реакцию на действие динамических нагрузок. Динамической называется переменная нагрузка, изменяющаяся во времени быстрее, чем затухают вызванные ею в грунте волны напряжений. Динамические свойства грунтов характеризуют их и как среду распространения колебаний и определяют их динамическую неустойчивость, проявляющуюся как увеличение деформируемости и снижение прочности грунта при динамическом нагружении по сравнению со статическими нагрузками.

Вопросы динамической неустойчивости важны при решении практических задач. Разупрочнение грунтов происходит при действии нагрузок разного характера: землетрясениях, взрывах, вибробурении, вибропогружении свай, движении транспорта, при работе различных машин (турбоагрегатов, центрифуг, дробилок, прессов, формовочных машин литейного производства и т. д.).

При анализе эффекта динамического воздействия на грунты необходимо учитывать влияние различных факторов. Все их можно разделить на две группы:

1) факторы, характеризующие внешнее воздействие (амплитуда, частота, ускорение и длительность воздействия; направление и режим колебаний – гармонический, импульсный, непериодический; величина нормальной нагрузки);

2) факторы, характеризующие состав и состояние самого грунта (дисперсность, влажность, плотность, минеральный состав, содержание органического вещества, концентрация порового раствора, состав обменных катионов, микробиологический фактор, температура грунта).

В основе динамической неустойчивости всех грунтов лежит единый по природе стохастический механизм, заключающийся в их способности накапливать от цикла к циклу воздействия некоторую долю рассеянной за счет своих гистерезисных свойств энергии. Поэтому при динамическом нагружении происходит увеличение внутренней энергии системы и изменяется соотношение между внешней силой и устойчивостью структурных связей. Форма же, в которой накапливается рассеянная энергия, различна для грунтов с разным типом структурных связей.

Количественно динамические свойства грунтов как среды распространения волн напряжений характеризуются динамическими модулями (Юнга, сдвига, общей деформации), коэффициентом Пуассона, коэффициентами и декрементами поглощения, коэффициентом затухания, добротностью. Динамическая неустойчивость грунтов оценивается: 1) потенциалом разжижения, критической величиной циклических напряжений, деформацией разжижения и избыточным поровым давлением; 2) параметрами сдвиговой прочности в зависимости от силовых и временных параметров динамической нагрузки (амплитуды напряжений, частоты, длительности); 3) параметрами прочности на разрыв, срез, одноосное сжатие, изгиб, кручение; 4) распределением деформаций в объеме грунта (Грунтоведение, 2005) [35].

Все формы поведения грунтов при динамических нагрузках могут быть сведены: 1) к динамическому уплотнению как несвязных, так и связных грунтов, приводящему и к повышению их прочности; 2) усталостному разрушению или частичному снижению прочности скальных и полускальных грунтов; 3) разупрочнению дисперсных грунтов, которое может быть частичным или полным, выражающимся в разжижении.

Под динамическим разжижением грунта понимается переход водонасыщенных дисперсных грунтов в текучее состояние в результате разрушения структурных связей под действием сейсмических волн. Разжижение несвязных и слабосвязных грунтов с очень слабым сцеплением вызывается стремлением рыхлой системы к сокращению объема при прохождении волн напряжений и «взвешиванием» частиц в воде с резким падением эффективных напряжений вплоть до их исчезновения и сопровождается уплотнением грунта с отжатием воды из пор. Разжижение связных грунтов вызывается резким снижением прочности связного грунта в результате разрушения коагуляционной структурной сетки и падения эффективных напряжений при прохождении сейсмической волны. В итоге развиваются огромные деформации, проявляющиеся как течение грунта без заметного уплотнения (Грунтоведение, 2005) [35].

При прохождении волн напряжений в грунтах возникают колебания частиц друг относительно друга и происходит накопление сдвиговых деформаций. В несвязных грунтах взаимное смещение частиц сопровождается переупаковкой и изменением пористости, а в недренированных условиях – изменением порового давления. Возможны следующие формы реакции песчаных грунтов на динамические нагрузки: 1) уплотнение (отрицательная дилатансия) рыхлого песка любой влажности; 2) разжижение водонасыщенного песка;

3) разуплотнение (положительная дилатансия) маловлажных плотных песков, сопровождающееся их разупрочнением; 4) циклическая подвижность – постепенное накопление сдвиговых деформаций в водонасыщенных песках относительно плотного сложения, при положительном поровом давлении хотя бы в части цикла нагрузки. Циклическая подвижность может иметь прогрессирующий характер и привести к сдвиговому разрушению грунта без его разжижения или затухающий – стабилизирующийся на определенном уровне деформации.

Динамическая неустойчивость связных грунтов с преимущественно коагуляционными структурами проявляется в форме их разупрочнения при динамическом воздействии. После прекращения вибрации эти грунты способны к восстановлению обратимых структурных связей, однако конечная прочность природных связных грунтов после завершения восстановления не достигает исходного уровня либо немного превышает его. Так как в основе их реакции на динамическую нагрузку лежат тиксотропные процессы, осложненные специфическими особенностями, такие грунты называются квазитиксотропными.

Дилатантно-тиксотропным слабосвязным грунтам (существенно пылеватым грунтам от песков до легких суглинков, в том числе и увлажненным лессовым породам) свойственны легкая разжижаемость в водонасыщенном состоянии, сопровождающаяся некоторым уплотнением, и слабовыраженные тиксотропные эффекты, что вызвано присутствием определенного количества тонкодисперсных частиц, способных к формированию структурных контактов коагуляционного типа (Грунтоведение, 2005) [35].

В настоящее время для характеристики тиксотропных свойств грунтов используются следующие показатели:

– коэффициент тиксотропного разупрочнения – отношение прочности грунта до динамического воздействия s_{u0} к ее минимальному значению, достигаемому в процессе этого воздействия s_{umin} : $K_p = s_{u0} / s_{umin}$;

– коэффициент тиксотропного восстановления, выражающийся отношением прочности грунта через заданный промежуток времени после прекращения динамического воздействия к исходной прочности грунта:

$$K_B = s_{ut} / s_{0min},$$

Где s_{u0} и s_{0min} ; s_{umin} ; s_{ut} – соответственно прочность грунта до вибрации, в момент ее окончания (наиболее разрушенная структура); через время t после прекращения воздействия.

Оценку динамических свойств грунтов проводят как в полевых, так и в лабораторных условиях. Перечень полевых методов данной оценки в массиве грунтов приведен в таблице 3.23. Среди них наиболее часто применяются четыре: сейсмическое зондирование, динамическое зондирование, стандартная пенетрация и статическое зондирование с пьезоконусным зондом. Эти методы предназначены главным образом для оценки возможности сейсмического разжижения песчаных грунтов, хотя существуют работы, в которых обосновываются подходы к полевой оценке динамической неустойчивости и связных грунтов (Вознесенский, 2013) [7].

Таблица 3.23 – Полевые методы определения динамических свойств грунтов (по Е. А. Вознесенскому, 2013) [7]

Методы		
сейсмоакустические	вибрационные	геотехнические
<ul style="list-style-type: none"> – сейсмическое зондирование, – сейсмопросвечивание, – сейсмокаротаж, – метод поверхностных волн 	<ul style="list-style-type: none"> – резонансного фундамента, – водяной пушки, – цилиндра в массиве, – измерения свободных и вынужденных колебаний фундаментов 	<ul style="list-style-type: none"> – динамическое зондирование, – стандартная пенетрация (SPT), – вибронзондирование, – статическое зондирование (CPT), – Беккер-пенетрация, – вибропенетрация, – динамические испытания свай, – динамическое нагружение штампов, – динамическая прессиометрия

Для оценки сейсмической разжижаемости грунтов в современной мировой практике используется величина потенциала разжижения (F_L), имеющего физический смысл коэффициента запаса, а перечисленные методы основываются на представлении о том, что, поскольку сопротивление грунта разрушению как при статическом или ударном проникновении зонда, так и при сейсмическом воздействии определяется прочностью его структурных связей, то существует физическая основа для оценки его сопротивления разжижению по противодействию внедрению зонда. Основу такой оценки составляет аналогия с исходной методикой определения потенциала сейсмического разжижения песков по данным стандартной пенетрации по Г. Б. Сиду (Вознесенский, 2013) [7].

Все указанные полевые методы базируются на эмпирических корреляционных зависимостях между непосредственно измеряемыми характеристиками грунтов в массиве и их сопротивлением разжижению без моделирования ожидаемых сейсмических воздействий в массиве, то есть без проведения собственно эксперимента по динамическому нагружению.

В основу лабораторных методов определения динамических свойств грунтов (таблица 3.24) положены измерения реакции грунта в величинах возникающих в грунте деформаций и порового давления при условии корректного моделирования начального напряженного состояния и динамической нагрузки, эквивалентной в энергетическом отношении ожидаемому воздействию.

Таблица 3.24 – Основные лабораторные методы динамических испытаний грунтов (по Е. А. Вознесенскому, 2013) [35]

Метод	Разновидности установок
Динамическое трехосное сжатие	электрогидравлические, электропневматические, электромеханические, электропневогидравлические
Динамические испытания по схеме простого сдвига	типа NGI, типа Кембриджского университета
Динамический крутильный сдвиг	с полыми образцами, со сплошными образцами
Малоамплитудные динамические испытания на резонансных колонках	с полыми образцами, со сплошными образцами (всего около 10 модификаций)
Динамический кольцевой сдвиг	с кольцевыми образцами, с дисковыми образцами

Для динамических испытаний в лабораторной практике наиболее распространен метод динамического трехосного сжатия (ГОСТ Р 56353–2015). Испытания песчаных, глинистых, органоминеральных и органических грунтов этим методом проводятся для определения:

- возможности разрушения грунтов в основаниях сооружений в условиях динамических нагрузок (количественной характеристикой здесь является критическая при заданных условиях величина амплитуды динамических касательных напряжений τ_d или ее приведенная величина);

- дополнительных деформаций дисперсных грунтов в условиях наложения динамических нагрузок, в том числе возможности накоп-

ления критической для данного сооружения деформации грунтов основания в условиях динамического воздействия (количественной характеристикой является величина относительной деформации виброползучести τ_d для заданного периода эксплуатации сооружения);

– возможности динамического разжижения грунта (количественными характеристиками являются: величина приведенного порового давления $PPR = \Delta u / \sigma_m$, где Δu – избыточное поровое давление, σ_m – среднее нормальное напряжение; критическая для разжижения при заданных условиях величина амплитуды сейсмических ускорений PGA_{cr} либо количество циклов воздействия N_L с ожидаемой амплитудой динамических напряжений до возникновения разжижения;

– последствий динамического разжижения грунтов (количественными характеристиками являются: величина дополнительной осадки поверхности массива грунтов после разжижения; абсолютная величина латерального растекания грунтов при наклонной поверхности массива).

Эти характеристики определяют по результатам испытаний образцов грунта в камерах трехосного сжатия, дающих возможность бокового расширения образца грунта в условиях трехосного осесимметричного статического нагружения при $\sigma_1 \geq \sigma_2 = \sigma_3$ с одновременным дополнительным вертикальным динамическим нагружением (где σ_1 – максимальное главное напряжение; σ_2, σ_3 – минимальные, они же промежуточные, главные напряжения).

Динамические трехосные испытания дисперсных грунтов следует проводить по консолидированно-недренированной схеме с обязательным измерением порового давления. В обоснованных случаях (при моделировании динамического воздействия на грунты, находящиеся в нестабильном состоянии под действием как природной, так и дополнительной нагрузки от сооружения) допускается использование неконсолидированно-недренированной схемы опыта.

Использование консолидированно-дренированной схемы испытания в режиме динамического трехосного сжатия не допускается в связи с неравномерностью оттока поровой влаги из разных сечений образца из-за высоких скоростей деформации в динамическом режиме нагружения.

Испытания песчаных, глинистых, органоминеральных и органических грунтов методом малоамплитудных динамических испытаний в резонансной колонке (ГОСТ Р 56353–2015) проводят для определения: скорости поперечных волн V_S (м/с), динамического модуля сдвига G (МПа) и коэффициента поглощения (демпфирования) D (%) грунта в диапазоне деформаций сдвига порядка 10^{-4} – 10^{-2} %, а также

для изучения изменений этих показателей в диапазоне малых сдвиговых деформаций (не более 0,1%) в целях расчета колебаний сооружений и сейсмического микрорайонирования территории.

Эти характеристики определяют по результатам испытаний образцов грунта в резонансных колонках – камерах трехосного сжатия, дающих возможность бокового расширения образца грунта в условиях трехосного осесимметричного статического нагружения при $\sigma_1 \geq \sigma_2 = \sigma_3$ с одновременным возбуждением в образце малоамплитудных крутильных колебаний заданного диапазона частот. Метод основан на теории распространения колебательного движения в упругом стержне, нижний торец которого закреплен, а деформации сдвига на этом торце равны нулю.

Подготовленные образцы (нарушенного или ненарушенного сложения) в форме цилиндра (сплошного или трубчатого) помещаются в камеру трехосного сжатия и после предварительной изотропной или анизотропной консолидации с заданным соотношением главных напряжений в массиве подвергаются действию динамической нагрузки путем приложения крутильных колебаний переменной частоты к верхнему (свободному) торцу образца. В процессе колебаний грунт испытывает деформацию простого сдвига. Амплитуда деформации сдвига определяется на каждой частоте заданного диапазона, что позволяет получить амплитудный спектр реакции грунта и определить резонансную частоту образца. По первой собственной частоте образца рассчитывается скорость сдвиговой волны в нем (V_s), а затем динамический модуль сдвига (G).

Коэффициент поглощения грунта D определяется по затуханию свободных колебаний либо по ширине резонансной кривой вблизи резонанса при вынужденных колебаниях, при этом поглощение полагается «классическим» по своей природе. В ходе каждого опыта амплитуда динамической нагрузки постепенно увеличивается, что позволяет определять изменения модуля сдвига (снижение) и коэффициента поглощения (повышение) с увеличением достигаемой амплитуды сдвиговых деформаций.

Динамические испытания дисперсных грунтов методом резонансной колонки следует проводить только по консолидированно-недренированной схеме, поскольку любое изменение формы или массы образца в процессе испытания изменяет его момент инерции и искажает итоговый результат.

Испытания песчаных, глинистых, органоминеральных и органических грунтов методом крутильного сдвига (ГОСТ Р 56353–2015) проводятся для оценки деградации динамического модуля сдвига и роста ко-

коэффициента поглощения с увеличением деформации сдвига в диапазоне 0,1–1,0 %. Эти характеристики определяют по результатам тестирования образцов грунта в приборах крутильного сдвига или резонансных колонках, имеющих техническую возможность создания значительных вращательных усилий и измерения соответствующих деформаций. Принцип этого метода в целом аналогичен таковому для метода резонансной колонки, однако образец подвергается крутильным колебаниям с постоянной частотой и возрастающим усилием.

Динамические испытания дисперсных грунтов методом крутильного сдвига проводят по консолидированно-недренированной схеме. Обработка данных заключается в расчете для всех циклов динамического нагружения относительных сдвиговых деформаций γ и касательных напряжений τ с последующим определением динамического модуля сдвига G и коэффициента поглощения D . По результатам расчета строится серия петель гистерезиса для каждого цикла. Динамический модуль сдвига G рассчитывается по среднему наклону осевой («скелетной») линии петли гистерезиса: $G = \Delta\tau / \Delta\gamma$. Коэффициент поглощения D рассчитывается также по петле гистерезиса из соотношения общего количества рассеянной грунтом за один цикл энергии воздействия ΔW и энергии упругих деформаций W : $D = \Delta W / 4\pi W$ (Вознесенский, 2013) [7].



4. ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГРУНТОВ

Проблема классифицирования грунтов в инженерной геологии – одна из ключевых проблем, поскольку без разделения изучаемой области литосферы на разновидности грунтов, имеющих различные, определенные типы поведения при взаимодействиях, нельзя представить инженерно-геологические условия строительства сооружения. Большинство инженерно-геологических задач и операций требуют отнесения грунтов к определенному классу, виду, разновидности. Качество имеющихся в инженерной геологии общих и частных классификаций объекта отражает уровень ее развития как научного направления.

Необходимый и достаточный для достижения цели и решения теоретических и практических задач уровень качества классификации обеспечивается оптимальным количеством и составом единиц классифицируемого множества и признаков-оснований, соблюдением при классифицировании правил таксономического анализа. Общая классификация грунтов должна охватывать полное множество частных моделей, предметов и др. Каждый класс анализируемого множества представляется необходимым и достаточным количеством частных элементов. Для классифицирования указываются четкие таксономические правила разделения множества на таксоны и значения параметров, по которым будет устанавливаться принадлежность частного представителя, например образца грунта к определенному классу грунтов. Выбор структуры классификации, диапазоны возможных изменений показателей разных качеств в пределах классов и состав признаков в пределах классов множества остается за инженером геологом. Он же руководствуется имеющимися представлениями об объекте и задачами, вытекающими из поставленной цели.

Представления о классифицировании грунтов существенно изменялись во времени по мере накопления сведений об их составе, свойствах, структуре, особенностях поведения при различных взаимодействиях. Одними из первых являются классификации грунтов оснований сооружений Витрувия (I в. до н. э.) и А. Палладио (1570). Известны классификации М. С. Волкова (1840), Ф. П. Саваренского (1937), Н. Н. Маслова (1982), Е. М. Сергеева, В. А. Приклонского, П. Н. Панюкова и Л. Д. Белого (1957), В. Д. Ломтадзе (1970, 1984), Г. К. Бондарика (1981) и др.

В I в. до н. э. архитектор Витрувий предлагал при строительстве зданий разделить основания, сложенные материковыми (коренными), наносными и болотистыми грунтами (Дмитриев, Комаров, 2005). Спустя пятнадцать веков А. Палладио более подробно рассмотрел

и даже классифицировал грунты оснований сооружений. Он выделял «природные фундаменты» – камни, туф, твердую почву, гравий, песок, разрыхленную землю, землю мягкую и болотистую. Палладио предложил и первые специальные методы оценки грунтов оснований сооружений.

Можно отметить близость структуры и содержания одной из первых инженерно-геологических классификаций грунтов к разделению грунтов на первом уровне (группы) в классификации пород (грунтов) Ф. П. Саваренского (1937) [66], выделившего на уровне групп породы скальные, полускальные, мягкие связные, рыхлые несвязные и, наконец, мягкие и рыхлые породы особого свойства или состояния. Эти классификации охватывали полное множество грунтов, но слабо учитывали генезис грунтов и использование их в нормативах на проектирование (Дмитриев, Ярг, 2008) [37]. Они одновременно рассматривали и природные образования (горные породы, осадки, почвы), и искусственные (антропогенные).

В классическом университетском учебнике «Грунтоведение» под редакцией В. Т. Трофимова (М. : Изд-во МГУ, 2005) [35] сформулированы основные признаки составления общей классификации грунтов, которые сводятся к следующему. При создании общей классификации грунтов в признаковом пространстве в первую очередь необходимо выделять те особенности, которые контролируют закономерности состава и строения, а они, в свою очередь, совместно с состоянием в общем виде определяют их свойства и поведение при внешних воздействиях. Эти признаки должны ставить конкретному грунту соответствующую механическую модель – упругое, упруго-пластичное или пластичное тело. В свою очередь, поведение тела под нагрузкой, при изменении температуры в различных физико-химических условиях зависит от характера и силы связей между структурными элементами, плотности их упаковки и др. Вещественный состав отдельных структурных элементов и материала, формирующего структурные связи, также контролирует их свойства (через структуру) и, что особенно важно, изменение свойств грунтов при различных внешних воздействиях во времени.

Необходимость реализации этого положения и реальный опыт разработок в обсуждаемой области позволяют сделать вывод о том, что при существующем принятом большинством подходе к созданию общей классификации грунтов целесообразно использовать при ее построении схему разделения многообразия грунтов (рисунок 4.1). Выделение природных и техногенных искусственных грунтов на первом этапе деления понятия «грунт» имеет большое значение. Это поз-

воляет обособить две совокупности грунтов принципиально разного строения, проявляющегося не только в массиве, но и в образце (Грунтоведение, 2005) [35].

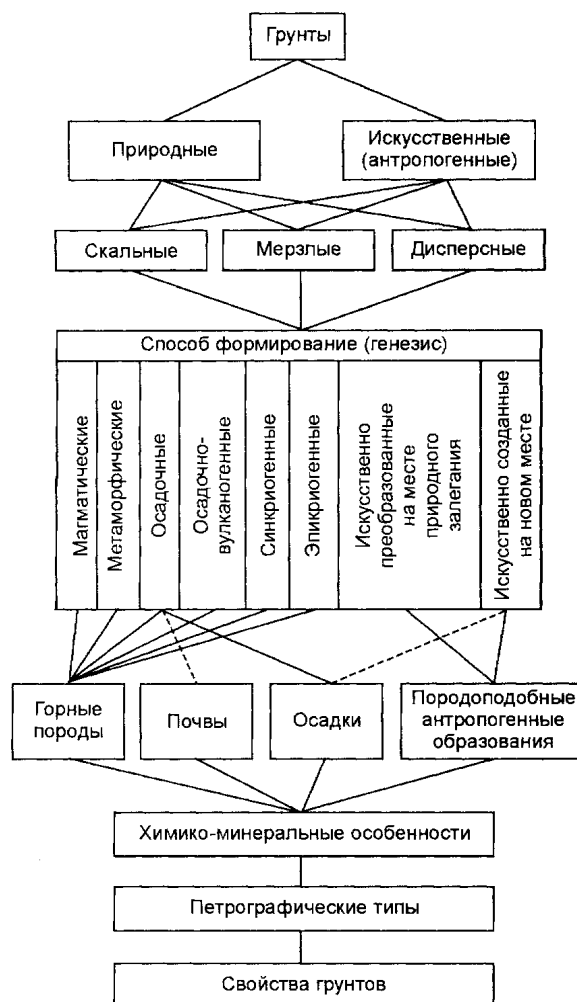


Рисунок 4.1 – Рациональная последовательность разделения грунтов при создании общей классификации грунтов (по В.Т. Трофимову)

Как и во многих ранее составленных общих классификациях, необходимо выделение грунтов скальных, мерзлых и дисперсных. Первые объединяют грунты с жесткими структурными связями (кристаллизационными или цементационными по природе). Грунты мерзлые охватывают совокупность грунтов с криогенным типом структурных связей (кристаллизационных по природе), которые проявляются в области отрицательных температур при наличии льда и прочность которых зависит от температуры.

Дисперсные грунты включают большое разнообразие грунтов без жестких структурных связей (коагуляционных, переходных, а также механических по природе). Если в скальных и дисперсных грунтах связь между структурными элементами реализуется либо при непосредственном контакте структурных элементов, либо через

цементирующие или «склеивающие» вещества, то у мерзлых грунтов, которые существуют только при отрицательных температурах (точнее, при температурах ниже замерзания поровой воды – жидкой компоненты грунтов), связи представлены льдом (замерзшей водой). При дальнейшем подразделении в качестве классификационного признака рационально использовать генезис, точнее генетические группы – магматические, метаморфические и осадочные и т. п. (рисунок 4.1). Последующая детализация требует включения как признаков–оснований деления химико-минерального состава, петрографические (и гранулометрические) особенности и свойства грунтов. Общая классификация грунтов представляет собой уточненную классификацию ГОСТ 25100–95 (или ГОСТ 25100–2011) и учитывает предшествующий опыт создания общих классификаций грунтов, в частности разработок Е. М. Сергеева и ГОСТ 25100–82. В этой классификации выделены следующие таксономические единицы (таблицы 4.1, 4.2): царства – по принадлежности к природным или искусственным грунтам; классы – по общему характеру структурных связей; группы – по характеру структурных связей с учетом их прочности; подгруппы – по происхождению и условиям образования; типы – по вещественному составу; виды – по наименованию грунтов с учетом размеров частиц и показателей свойств; разновидности – по количественным показателям вещественного состава, свойств и структуры грунтов.

Царство природных грунтов включает все без исключения природные образования, которые могут использоваться как грунты – и горные породы, и осадки, и почвы. Царство техногенных (искусственных) грунтов также включает большое количество геологических антропогенных образований: техногенно измененные грунты, техногенно переотложенные грунты и техногеннообразованные грунты. Техногенно измененные грунты представляют собой бывшие природные образования, измененные в условиях естественного залегания (природные грунты, для которых средние значения показателей химического состава изменены не менее чем на 15 %). Техногенно переотложенные грунты – это природные перемещенные образования (природные грунты, перемещенные с мест их естественного залегания, подвергнутые частично производственной переработке в процессе их перемещения). Техногенно образованные грунты представляют собой сугубо антропогенные образования: твердые отходы производственной и хозяйственной деятельности человека, в результате которой произошло коренное изменение состава, структуры и текстуры природного минерального или органического сырья.

Таблица 4.1 – Общая классификация грунтов. Царство природных грунтов

Класс	Группа	Подгруппа	Тип	Вид	Разновидности	
1	2	3	4	5	6	
Скальные (с жесткими структурными связями – кристаллизационными и цементационными)	Скальные	Магматические интрузивные	Силикатные	ультраосновные	Перидотиты, дуниты, пироксениты	Выделяются по коэффициенту выветрелости, степени размягчаемости в воде, температуре грунта, степени водопроницаемости, степени засоленности, структуре и текстуре
				основные	Габбро, нориты, анортозиты, диабазы, диабазовые порфириты, долериты	
				средние	Диориты, спениты, порфириты, ортоклазовые порфиты	
			кислые	Граниты, гранодиориты, кварцевые, спениты, диориты, кварцевые порфиры, кварцевые порфириты		
			Силикатные	ультраосновные	Пикриты, коматииты	
				основные	Базальты, долериты	
		средние		Андезиты		
		Магматические эффузивные	кислые	Липариты, дациты, риолиты, обсидианы		
			Силикатные	Силикатные	Гнейсы, сланцы, кварциты, роговики	
				Карбонатные	Мраморы	
		Железистые		Железные руды, джеспилиты		
		Метаморфические	Осадочные	Силикатные	Песчаники, конгломераты, брекчии, туффиты	
				Карбонатные	Известняки, доломиты	
		Вулканогенно-осадочные	Силикатные	Вулканогенно-обломочные грунты		
	Полускальные	Осадочные	Силикатные	Аргиллиты, алевролиты, песчаники		
			Кремнистые	Опоки, трепела, диатомиты		
			Карбонатные	Мела, мергели, известняки		
Сульфатные			Гипсы, ангидриты			
Галоидные			Галиты, карналиты			
Вулканогенно-осадочные		Силикатные	Туфы, туффиты, пемзы			

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3	4	5	6	
Дисперсные (с механическими и водно-коллоидными структурными связями)	Связные	Осадочные Вулканогенно-осадочные Почвы	Минеральные	Глинистые и пылеватые: супеси суглинки глины	Выделяются по: гранулометрическому составу (крупнообломочные и песчаные грунты), числу пластичности и гранулометрическому составу (глинистые грунты), степени неоднородности гранулометрического состава (песчаные грунты), показателю текучести, величине относительной деформации набухания без нагрузки, величине относительной деформации просадочности, степени влажности, степени плотности (песчаные грунты)	
			Органоминеральные	илы сапропели заторфованные грунты		
			Органические	торфы и др.		
	Несвязные	Осадочные Вулканогенно-осадочные Почвы	Минеральные (силикатные, силикатно-карбонатные и др.)	Крупнообломочные: валунные грунты галечниковые (щебнистые) грунты гравийные (дресвяные) грунты	коэффициенту выветрелости	крупно-обломочные грунты
					коэффициенту истираемости	
				Песчаные: пески гравелистые пески крупные пески средней крупности пески мелкие пески пылеватые	степени разложения степени зольности	торфы
					степени засоленности, форме частиц (крупнообломочные и песчаные грунты) вещественному составу (карбонатные грунты)	

299

Продолжение таблицы 4.1

1	2	3	4	5	6
Мерзлые (грунты с криогенными структурными связями)	Скальные промерзшие	Промерзшие эпигенетически: интрузивные эффузивные метаморфические осадочные	Ледоминеральные	Все виды скальных промерзших грун- тов	Выделяются по: степени морозной пучинистости, льдистости за счет видимых ледяных включений, температурно-прочностным свойствам, степени засоленности, текстуре
	Дисперсные промерзшие	Промерзшие син- и эпигенетически: осадочные вулканогенно- осадочные	Ледоминеральные Минерально- ледяные Органоминераль- но-ледяные Органоледяные	Все виды промерз- ших дисперсных грунтов	
	Ледяные	Конституционные (внутригрунтовые) Погребенные Пещерно-жильные	Лед	Лед сегрегационный Лед инъекционный Лед ледниковый Лед наледный Лед речной, озер- ный, морской, дон- ный Лед инфильтрационный (снежный) Лед жильный Лед повторно- жильный Лед пещерный	

300

Таблица 4.2 – Общая классификация грунтов. Царство техногенных грунтов

Класс	Группа	Подгруппа	Тип	Вид
Скальные	Скальные	Природные образования, измененные в условиях естественного залегания физическим или физико-химическим воздействием Антропогенные образования	Все типы измененных природных скальных и реже дисперсных грунтов	Все виды измененных природных скальных и реже дисперсных грунтов
	Полускальные			
Дисперсные	Связные	Природные образования, измененные в условиях естественного залегания физическим или физико-химическим воздействием	Все типы измененных природных дисперсных и скальных грунтов	Все виды измененных природных дисперсных грунтов
	Несвязные	Природные перемещенные образования насыпные, намывные или образованные взрывом Антропогенные образования насыпные и намывные	Отходы производственной и хозяйственной деятельности	Отходы бытовые, промышленные, строительные, шлаки, шламы, золошлаки и др.
Мерзлые	Скальные промороженные	Природные образования, измененные в условиях естественного залегания тепловым воздействием	Все типы промороженных природных скальных грунтов	Все виды промороженных природных скальных грунтов
	Полускальные промороженные			
	Связные промороженные	Природные образования, измененные в условиях естественного залегания тепловым воздействием Природные перемещенные промерзшие образования насыпные и намывные	Все типы промороженных природных дисперсных грунтов	Все виды промороженных природных дисперсных грунтов
	Несвязные промороженные	Антропогенные промерзшие образования насыпные, намывные и намороженные	Все типы промороженных антропогенных образований	Отходы бытовые, промышленные, строительные, шлаки, шламы, золошлаки, искусственные льды и др.

В данной классификации, как и в стандарте, предусматривается выделение в каждом царстве следующих классов грунтов: скальных, дисперсных и мерзлых. Скальные грунты объединяют все горные породы и искусственные геологические образования с жесткими структурными связями химической природы. У большинства грунтов этого класса связи являются кристаллизационными и аналогичны внутрикристаллическим связям отдельных минералов, что обеспечивает им высокую прочность и малую деформируемость, которая слабо уменьшается при взаимодействии с водой. У сульфатных, карбонатных и галоидных пород структурные связи ионные, и эти породы, прочные в сухом состоянии, растворяются при взаимодействии с водными растворами.

Класс мерзлых грунтов включает грунты, главными особенностями которых являются отрицательная температура и наличие льда. Именно он формирует криогенные структурные связи, по своей природе кристаллизационные, прочность которых зависит от температуры и существенно ниже по сравнению со скальными грунтами. Грунты, в которых лед отсутствует, но которые имеют отрицательную температуру (морозные грунты) в этот класс не включаются. Оттаивающие же грунты, в которых еще сохранился лед, и промерзающие грунты, содержащие его, включаются в класс мерзлых.

В класс дисперсных объединяются грунты без жестких структурных связей (от илов до глин и галечников). Они обеспечиваются молекулярными, ионно-электростатическими, капиллярными и магнитными взаимодействиями, проявляющимися в многокомпонентной системе между твердыми частицами. Эти связи обуславливают невысокую прочность дисперсных грунтов по сравнению со скальными и мерзлыми и, главное, очень сильную зависимость свойств от степени водонасыщения.

При дальнейшем подразделении этих классов грунтов на подгруппы, виды и разновидности используются частные классификации. Выделение разновидностей грунтов целесообразно проводить в пределах частных классификаций, различных для разных классов грунтов.

Таким образом, общая классификация грунтов состоит как бы из двух блоков. В первом блоке выделяются царства, классы, группы, типы и виды грунтов по генезису, вещественному, литологическому составу и структурно-текстурным особенностям, а во втором блоке выделяются разновидности грунтов по количественным параметрам, характеризующим их свойства и некоторые компоненты состава, важные для того или иного вида строительства зданий и сооружений.



ЛИТЕРАТУРА

1. Эколого–аналитический мониторинг антропогенных нарушенных почв / Т. Я. Ашихмина [и др.] // Вестник ВятГГУ. – 2006. – №14. – С. 153–169.
2. Багринцева, К. И. Трещиноватость осадочных пород / К. И. Багринцева. – М. : Недра, 1982. – 256 с.
3. Базовые понятия инженерной геологии и экологической геологии / под ред. В. Т. Трофимова. – М. : Геомаркетинг, 2012. – 319 с.
4. Болдырев, Г. Г. Методы определения механических свойств грунтов. / Г. Г. Болдырев. – Пенза : ПГУАС, 2008. – 696 с.
5. Большая советская энциклопедия: в 30 т. Т. 26. Барий–Браслет / гл. ред. А. М. Прохоров. – 3-е изд. – М. : Сов. энциклопедия, 1970. – 640 с.
6. Бондарик, Г. К. Общая теория инженерной (физической) геологии / Г. К. Бондарик. – М. : Недра, 1981. – 256 с.
7. Вознесенский, Е. А. Динамические испытания грунтов. Состояние вопроса и стандартизация / Е. А. Вознесенский // Инженерные изыскания. – 2013. – № 5. – С. 20–26.
8. Вялов, С. С. Реологические основы механики грунтов / С. С. Вялов. – М. : Высшая школа, 1978. – 447 с.
9. Галкин, А. Н. Инженерная геология Беларуси: в 3 ч. / А. Н. Галкин ; под науч. ред. В. А. Королева. – Витебск : Изд-во ВГУ, 2016. – Ч. 1. Грунты Беларуси. – 367 с.
10. Инженерная геология Беларуси: в 3 ч. / А. Н. Галкин [и др.] ; под науч. ред. В. А. Королева. – Витебск : Изд-во ВГУ, 2017. – Ч. 2. Инженерная геодинамика Беларуси. – 456 с.
11. ГОСТ 10650–2013. Торф. Методы определения степени разложения. – М. : Стандартинформ, 2014. – 15 с.
12. ГОСТ 11306–2013. Торф и продукты его переработки. Методы определения зольности. – М. : Стандартинформ, 2014. – 8 с.
13. ГОСТ 12248–2010. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. – М. : Стандартинформ, 2011. – 78 с.
14. ГОСТ 12536–79. Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. – М. : Изд-во стандартов, 1980. – 17 с.
15. ГОСТ 19912–2012. Грунты. Методы полевых испытаний статическим и динамическим зондированием. – М. : Стандартинформ, 2013. – 19 с.

16. ГОСТ 20276–99. Грунты. Методы полевого определения характеристик прочности и деформируемости. – М. : ГУП ЦПП, 2000. – 85 с.
17. ГОСТ 23061–2012 Грунты. Методы радиоизотопных измерений плотности и влажности. – М. : Изд-во стандартов, 2014. – 18 с.
18. ГОСТ 23161–2012. Грунты. Метод лабораторного определения характеристик просадочности. – М. : Стандартиформ, 2013. – 9 с.
19. ГОСТ 24181–80. Грунты. Нейтронный метод измерения влажности. – М. : Изд-во стандартов, 1981. – 8 с.
20. ГОСТ 25100–82. Грунты. Классификация. – М. : Изд-во стандартов, 1983. – 12 с.
21. ГОСТ 25100–95. Грунты. Классификация. – М. : МНТКС, 1995. – 29 с.
22. ГОСТ 25100–2011. Грунты. Классификация. – М. : Стандартиформ, 2018. – 38 с.
23. ГОСТ 28245–89. Торф. Методы определения ботанического состава и степени разложения. – М. : Стандартиформ, 2006. – 6 с.
24. ГОСТ 28514–90. Строительная геотехника. Определение плотности грунтов методом замещения объема. – М. : Стандартиформ, 2008. – 5 с.
25. ГОСТ 28622–2012. Грунты. Метод лабораторного определения степени пучинистости. – М. : Стандартиформ, 2013. – 7 с.
26. ГОСТ 30416–96. Грунты. Лабораторные испытания. Общие положения. – М. : Изд-во стандартов, 1997. – 16 с.
27. ГОСТ 34259–2017. Грунты. Метод лабораторного определения липкости. – М. : Стандартиформ, 2017. – 7 с.
28. ГОСТ 5180–84. Грунты. Методы лабораторного определения физических характеристик. – М. : Изд-во стандартов, 1985. – 24 с.
29. ГОСТ 9.015–74. Единая система защиты от коррозии и старения. Подземные сооружения. Общие технические требования. – М. : Изд-во стандартов, 1987. – 88 с.
30. ГОСТ 9.602–2016. Единая система защиты от коррозии и старения. Сооружения подземные. Общие требования к защите от коррозии. – М. : Стандартиформ, 2016. – 87 с.
31. ГОСТ Р 56353–2015. Грунты. Методы лабораторного определения динамических свойств дисперсных грунтов. – М. : Стандартиформ, 2015. – 34 с.
32. ГОСТ Р ИСО 22030–2009. Качество почвы. Биологические методы. Хроническая фитотоксичность в отношении высших растений. – М. : Стандартиформ, 2010. – 20 с.
33. Григорьева, И. Ю. Микростроение лессовых пород. / И. Ю. Григорьева. – М. : Наука, МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. – 141 с.

34. Грунтоведение / Е. М. Сергеев [и др.] ; под ред. Е. М. Сергеева. – 5-е изд. – М. : Изд-во МГУ, 1983. – 392 с.
35. Грунтоведение / В. Т. Трофимов, [и др.] ; под ред. В. Т. Трофимова. – 6-е изд., переработ. и доп. – М. : Изд-во МГУ, 2005. – 1024 с.
36. Дмитриев, В. В. Классифицирование грунтов в инженерной геологии / В. В. Дмитриев, И. С. Комаров // Геоэкология. – 2005. – № 2. – С. 75–82.
37. Дмитриев, В. В. Методы и качество лабораторного изучения грунтов : учеб. пособие / В. В. Дмитриев, Л. А. Ярг. – М. : КДУ, 2008. – 542 с.
38. Ершов, Э. Д. Общая геокриология : учеб. / Э. Д. Ершов. – М. : Изд-во МГУ, 2002. – 682 с.
39. Зеленин, К. Н. Органические вещества атмосферы / К. Н. Зеленин // Соросовский образовательный журнал. – 1998. – № 4. – С. 39–44.
40. Злочевская, Р. И. Электроповерхностные явления в глинистых породах : учеб. пособие / Р. И. Злочевская, В. А. Королев. – М. : Изд-во МГУ, 1988. – 177 с.
41. Термический анализ минералов и горных пород / В. П. Иванова [и др.]. – Л. : Недра, 1974. – 399 с.
42. Истомина, В. С. Фильтрационная устойчивость грунтов / В. С. Истомина. – М. : Госстройиздат, 1957. – 295 с.
43. Классификация торфов и торфяных залежей Западной Сибири / Р. Г. Матухин [и др.] ; науч. ред. Н. Н. Уланов. – Новосибирск : Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 2000. – 82 с.
44. Королев, В. А. Новые идеи в систематизации свойств грунтов / В. А. Королев // Новые идеи в инженерной геологии / Тр. научн. конф.; под ред. В. Т. Трофимова и В. А. Королева. – М. : Изд-во МГУ, 1996. – С. 42–49.
45. Королев, В. А. Связанная вода в горных породах: новые факты и проблемы / В. А. Королев // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – № 9. – С. 79–85.
46. Крамаренко, В. В. Грунтоведение : учеб. пособие / В. В. Крамаренко. – Томск : ТПУ, 2011. – 431 с.
47. Ларионов, А. К. Инженерно-геологическое изучение структуры рыхлых осадочных пород / А. К. Ларионов. – М. : Недра, 1966. – 328 с.
48. Ломтадзе, В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология / В. Д. Ломтадзе. – Л. : Недра, 1970. – 528 с.
49. Ломтадзе, В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология : учеб. / В. Д. Ломтадзе. – 2-е изд., перераб. и доп. – Л. : Недра, 1984. – 511 с.

50. Маслов, Н. Н. Основы инженерной геологии и механики грунтов / Н. Н. Маслов. – М : Высшая школа, 1982. – 511 с.
51. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород : в 2 т. / под ред. Е. М. Сергеева. – М. : Недра, 1984. – Т. 2. Лабораторные методы. – 438 с.
52. Методы почвенной микробиологии и биохимии / под ред. Д. Г. Звягинцева. – М. : Изд-во МГУ, 1991. – 304 с.
53. Методы геокриологических исследований : учеб. пособие / под ред. Э. Д. Ершова. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 512 с.
54. Миловский, А. В. Минералогия и петрография : учеб. / А. В. Миловский. – 5-е изд. – М. : Недра, 1985. – 432 с.
55. Коррозия бетона и железобетона. Методы их защиты / В. М. Москвин [и др.]. – М. : Стройиздат, 1980. – 536 с.
56. Овчаренко, Ф. Д. Гидрофильность глин и глинистых минералов / Ф. Д. Овчаренко. – Киев : Изд-во АН УССР, 1961. – 291 с.
57. Орлов, Д. С. Гуминовые вещества в биосфере / Д. С. Орлов // Соросовский образовательный журнал. – 1997. – № 2. – С. 56–63.
58. Осипов, В. И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. / В. И. Осипов. – М : Изд-во МГУ, 1979. – 232 с.
59. Осипов, В. И. Глинистые покрышки нефтяных и газовых месторождений / В. И. Осипов, В. Н. Соколов, В. В. Еремеев. – М. : Недра, 2001. – 238 с.
60. Осипов, В. И. Микроструктура глинистых пород / В. И. Осипов, В. Н. Соколов, Н. А. Румянцева. – М. : Недра, 1989. – 211 с.
61. Питьева, К. Е. Гидрогеохимия / К. Е. Питьева. – М. : Изд-во МГУ, 1978. – 324 с.
62. Пономарев, В. В. Рентгеноструктурные методы исследования в инженерной геологии / В. В. Пономарев. – М. : Недра, 1981. – 194 с.
63. Практикум по грунтоведению : учеб. пособие / под ред. В. Т. Трофимова и В. А. Королева. – М. : Изд-во МГУ, 1993. – 390 с.
64. Притула, В. А. Защита заводских подземных трубопроводов от коррозии / В. А. Притула. – М. : Metallurgizdat, 1961. – 384 с.
65. Ратеев, М. А. Глинистые минералы в современных осадках Мирового океана и их связь с типами литогенеза / М. А. Ратеев, Т. А. Садчикова, В. П. Шаброва // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 2. – С. 143–154.
66. Саваренский, Ф. П. Инженерная геология / Ф. П. Саваренский. – М. : ; Л. : ОНТИ НКТП СССР, 1937. – 443 с.
67. Санько, А. Ф. Неоплейстоцен Северо-Восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР / А. Ф. Санько. – Минск : Наука и техника, 1987. – 176 с.

68. Сергеев, Е. М. Инженерная геология / Е. М. Сергеев. – 2-е изд. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1982. – 248 с.
69. Общая инженерно-геологическая классификация горных пород и почв / Сергеев Е. М. [и др.] // Тр. совещ. по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения. – М. , 1957. – Т. 2. – С. 18–44.
70. СНиП 2.02.01–83. Основание зданий и сооружений. – М. : Стройиздат, 1985. – 40 с.
71. СНиП 3.07.03–85. Мелиоративные системы и сооружения. – М. : ГУП ЦПП, 1996. – 28 с.
72. Соколов, В. Н. Инженерно-геологическая классификация микроструктур глинистых пород / В. Н. Соколов // Инженерная геология. – 1988. – № 4. – С. 25–41.
73. Соколова, Т. А. Глинистые минералы в почвах : учеб. пособие / Т. А. Соколова, Т. Я. Дронова, И. И. Толпешта. – Тула : Гриф и К, 2005. – 336 с.
74. СП 11–105–97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Часть III. Правила производства работ в районах распространения специфических грунтов / Госстрой России. – М. : ПНИИИС, 2000. – 83 с.
75. СТБ 943–2007. Грунты. Классификация. – Минск : Госстандарт, 2008. – 20 с.
76. ТКП 45–2.01–111–2008. Защита строительных конструкций от коррозии. Строительные нормы проектирования. – Минск : Мин-во архит. и строит. Респ. Беларусь, 2015. – 87 с.
77. Топор, Н. Д. Термический анализ минералов и неорганических соединений / Н. Д. Топор, Л. П. Огородова, Л. В. Мельчакова. – М. : Изд-во МГУ, 1987. – 190 с.
78. Трофимов, В. Т. Инженерная геология и экологическая геология: теоретико-методические основы и взаимоотношение / В. Т. Трофимов, Д. Г. Зилинг. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1999. – 120 с.
79. Федорец, Н. Г. Методика исследования почв урбанизированных территорий / Н. Г. Федорец, М. В. Медведева. – Петрозаводск : Изд-во Карел. НЦ РАН, 2009. – 84 с.
80. Хоменко, В. П. Закономерности и прогноз суффозионных процессов / В. П. Хоменко. – М. : ГЕОС, 2003. – 216 с.
81. Шумский, П. А. Основы структурного ледоведения / П. А. Шумский. – М. : Изд-во АН СССР, 1955. – 492 с.
82. ISO/TS 17892-4:2004 Geotechnical investigation and testing – Laboratory testing of soil. – Part 4: Determination of particle size distribution.

Учебно-методическое издание

**Галкин Александр Николаевич,
Павловский Александр Илларионович,
Акулевич Анатолий Францевич,
Верутин Михаил Григорьевич**

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

Учебно-методическое пособие

Редактор В. И. Шкредова
Корректор В. В. Калугина

Подписано в печать 18.09.2020. Формат 60x84 1/16.

Бумага офсетная. Ризография.

Усл. печ. л. 18,14. Уч.-изд. л. 19,83.

Тираж 25 экз. Заказ 421.

Издатель и полиграфическое исполнение:
учреждение образования

«Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины».

Свидетельство о государственной регистрации издателя, изготовителя,
распространителя печатных изданий № 3/1452 от 17.04.2017 .

Специальное разрешение (лицензия) № 02330 / 450 от 18.12.2013.

Ул. Советская, 104, 246019, Гомель

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМЕНИ Ф. СКОРИНЫ

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМЕНИ Ф. СКОРИНЫ

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМЕНИ Ф. СКОРИНЫ

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМЕНИ Ф. СКОРИНЫ



ГРУНТОВЕДЕНИЕ



Гомель 2020

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМЕНИ Ф. СКОРИНЫ