

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Оренбургский государственный университет»

ГЕОЛОГИЯ

Практикум

Рекомендовано ученым советом федерального государственного образовательного учреждения высшего образования «Оренбургский государственный университет» для обучающихся по образовательной программе высшего образования по направлению подготовки 08.03.01 Строительство

Оренбург
2019

УДК 55(075.8)
ББК 26.3я73

Г36

Рецензент – доктор геолого–минералогических наук П.В. Панкратьев

Г36 Геология: практикум / И.В. Куделина, Т.В. Леонтьева; Н.П. Галянина, М.В. Фатюнина; Оренбургский гос. ун–т. – Оренбург: ОГУ, 2019. – 178 с.

ISBN

В практикуме изложены теоретические основы и методика выполнения практических занятий по дисциплине «Геология». Приведены сведения о минералах, горных породах, грунтах, их свойствах, изложена методика построения инженерно–геологических карт и разрезов. В конце каждой работы приводятся контрольные вопросы для проверки знаний по пройденному материалу.

Практикум предназначен для обучающихся по образовательной программе высшего образования по направлению подготовки 08.03.01 Строительство очной, заочной форм обучения.

УДК55(075.8)
ББК 26.3я73

ISBN

© Куделина И.В.,
Леонтьева Т.В.,
Галянина Н.П.,
Фатюнина М.В., 2019
© ОГУ, 2019

Содержание

Введение.....	6
1 Практическое занятие №1. Породообразующие минералы, их оптические, физические и механические свойства и диагностика	7
1.1 Формы минералов	7
1.2 Основные свойства минералов	13
1.3 Классификация минералов.....	22
1.4 Порядок выполнения практического занятия №1	24
1.5 Контрольные вопросы	24
2 Практическое занятие №2. Основные магматические, осадочные и метаморфические горные породы, их свойства и диагностика	26
2.1 Магматические горные породы.....	28
2.2 Осадочные горные породы.....	35
2.3 Метаморфические горные породы	53
2.4 Порядок выполнения практического занятия № 2	67
2.5 Контрольные вопросы	68
3 Практическое занятие № 3. Физические свойства и химический состав подземных вод	70
3.1 Физические свойства подземных вод и методы их определения	70
3.2 Химический состав подземных вод	74_Тос7016340
3.3 Формы выражения химического состава подземных вод.....	84
3.4 Изображение химического анализа подземных вод.....	88
3.4 Пример обработки результатов химического анализа подземных вод.....	91
3.5 Оценка пригодности вод для различных целей	97
3.6 Порядок выполнения практического занятия № 3	99
3.7Контрольные вопросы	99
4 Практическое занятие № 4. Физические основы динамики подземных вод. Фильтрация жидкости в пласте	103
4.1 Основные понятия о движении подземных вод.....	103

4.2 Напряжения в водонасыщенных горных породах.....	106
4.3 Основные законы движения подземных вод. Линейный закон фильтрации (закон Дарси)	107
4.4 Фильтрационно–емкостные свойства водоносных пластов.....	108
4.5 Элементы фильтрационного потока. Классификация потоков и виды движения подземных вод	110
4.6 Порядок выполнения практического занятия № 4	112
4.7 Контрольные вопросы	118
5 Практическое занятие № 5. Гидрогеологические исследования. Движение подземных вод к искусственным дренажным сооружениям при установившейся фильтрации	120
5.1 Гидрогеологические работы при инженерно геологических изысканиях..	120
5.2.1 Гидрогеологическое бурение и опытно–фильтрационные работы	120
5.2.2 Гидрогеологические расчеты и гидрогеологическая схематизация водозаборов подземных вод.....	121
5.3 Порядок выполнения практического занятия №5	121
5.3.1 Приток воды к одиночной совершенной скважине (дрене) в безнапорном горизонте.....	122
5.3.2 Приток воды к совершенной скважине в напорном горизонте.....	127
5.3.3 Двусторонний приток к совершенной дренажной канаве в бассейне грунтовых вод.....	131
5.4 Контрольные вопросы	135
6 Практическое занятие № 6. Понятие о свойствах горных пород.....	136
6.1 Физические свойства грунтов.....	136
6.1.1 Плотность и показатели плотности – ρ_s , ρ , ρ_d	139
6.1.2 Пористость – n	140
6.1.3 Влажность – W	141
6.2 Водные свойства горных пород.....	144
6.2.1 Важнейшие свойства грунтов, определяющие их отношение к воде.....	145
6.3 Механические свойства грунтов	147

6.3.1 Понятие об устойчивости грунтов под нагрузкой.....	148
6.3.2 Деформация. Зависимость между давлением и пористостью.....	148
6.3.3 Прочность. Сопротивление грунта сжатию, разрыву и сдвигу.....	149
6.4 Порядок выполнения практического занятия №6	150
6.4.1 Примеры определения основных характеристик физических свойств горных пород	151
6.5 Контрольные вопросы	159
7 Практическое занятие № 7. Составление инженерно–геологической колонки и разреза.....	160
Список использованных источников	178

Введение

Практикум представляет собой сборник практических занятий по геологии для бакалавров очного и заочного обучения по профилю подготовки 08.03.01 – Строительство.

Практикум составлен с учетом требований Государственного образовательного стандарта высшего образования, и полностью соответствует рабочей программе по дисциплине «Геология».

Целью издания является формирование у студентов следующих умений и навыков:

- уметь определять минералы и горные породы;
- знать физические свойства и химический состав подземных вод;
- уметь определять фильтрационно–емкостные свойства горных пород;
- знать и уметь определять свойства горных пород;
- строить инженерно–геологические разрезы.

Задачей практических занятий является закрепление теоретических знаний по геологии и применения их во время учебной геологической практики.

Каждое практическое занятие состоит из двух частей. В первой части приводится теоретический материал по данной теме и исходные данные для выполнения практического занятия. Вторая часть содержит методику и последовательность выполнения заданий по практическому занятию.

При составлении практикума использованы опубликованные практические руководства по кристаллографии, минералогии и петрографии магматических, осадочных и метаморфических горных пород, инженерной геологии.

1 Практическое занятие №1. Породообразующие минералы, их оптические, физические и механические свойства и диагностика

Горные породы, слагающие верхнюю оболочку Земли – земную кору, состоят из минералов.

Минералы – это природные химические соединения и самородные элементы.

Изучением минералов занимается наука *минералогия*. В настоящее время установлено более 5000 минеральных и их разновидностей. Только лишь несколько десятков минералов (около 70) пользуются широким распространением. Эти минералы входят в состав горных пород и руд, поэтому их называются *породообразующими*.

В основном минералы представлены твердыми кристаллическими телами, но встречаются минералы в виде коллоидов, изоморфных смесей, твердых растворов, а также в виде жидкостей (вода, ртуть) и газов (сероводород, углекислый газ).

1.1 Формы минералов

Большая часть минералов в природе представлена в виде кристаллических образований. Встречаются минералы и в аморфном состоянии.

В природе кристаллы могут встречаться в виде различных форм. При описании минералов обязательно указывают размер и форму кристаллов.

В природе некоторые минералы могут встречаться в виде сросшихся кристаллов (рисунок 1.1). Такие *двойники* или *тройники* образуются по результатам срастания или прорастания кристаллов одного и того же минерала.



Рисунок 1.1 – Двойник гипса «ласточкин хвост»

Более часто встречаются формы в виде беспорядочных скоплений минералов – *минеральные агрегаты*. Они могут быть мономинеральными, т.е. сложенными одним минералом и полиминеральными, т.е. сложенные разными минералами.

Также при описании необходимо обращать внимание на форму и размер отдельных зерен.

Для форм слагающих образец кристаллов применяют следующие характеристики: столбчатая, изометричная, таблитчатая, шестоватая, дисковидная, листоватая, пластинчатая, вытянутая, игольчатая, волокнистая, уплощенная, нитевидная и т.д. Различные формы кристаллов приведены на рисунке 1.2.

К примеру, кристаллы кальцита или гипса в виде дисков, которые образовались из одного центра образуют «каменные розы».

Группа кристаллов неодинаковой ориентировки и размера, которые выросли одним концом на любую поверхность и имеющие хорошую огранку с одного конца образуют *друзу* (рисунок 1.3). А если такая группа кристаллов имеет уже одинаковый размер и ориентировку, то такое выделение называют *щеткой* (рисунок 1.4). Образование и щеток и друз происходит, в каких-то открытых трещинах или полостях, где может циркулировать минеральный раствор, за счет чего и происходит рост кристаллов.



a



д



б



е



в



ж



з



з

a – кубическая (пирит); *б* – изометричная (гранат); *в* – таблитчатая (кальцит); *г* – пластинчатая (гипс); *д* – столбчатая (турмалин); *е* – шестоватая (антимонит); *ж* – игольчатая (гётит); *з* – дисковидная (гипс).

Рисунок 1.2 – Различные формы кристаллов



Рисунок 1.3 – Друзы кварца

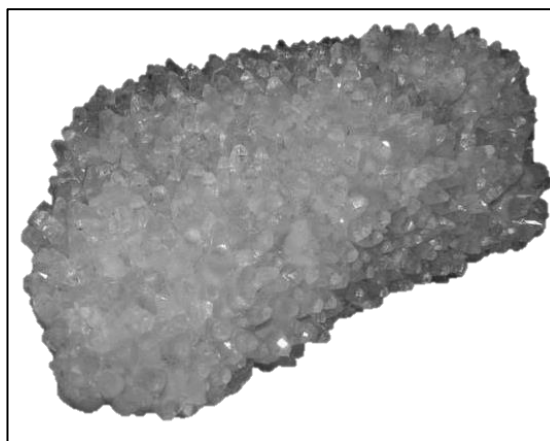


Рисунок 1.4 – Щетка кальцита

А скопления на едином основании очень мелких кристалликов формируют кристаллические *корки*.

Более часто в природе встречаются именно минеральные агрегаты. Среди них выделяют следующие формы.

Самые распространенные и формирующиеся во всех минералообразующих процессах – это *зернистые агрегаты*. Эти агрегаты возникают при одновременной кристаллизации из растворов или расплавов большого числа минеральных зерен. Если они сложены одним минералом – это мономинеральные, если несколькими, то полиминеральные.

Все агрегаты делятся по размеру зерен: более 5 мм крупнозернистые, от 5 до 1 мм среднезернистые и все что менее 1 мм мелкозернистые агрегаты. Так же в зависимости от формы зерен агрегаты могут быть игольчатыми, шестоватыми, призматически–зернистыми, волокнистыми, пластинчатыми, чешуйчатыми и др.

Если в агрегатах отдельные зерна невозможно различить невооруженным глазом, то их называют *землистые* и *плотные* (сплошные массы).

Землистые легко отделяются друг от друга, потому что сцепление между частицами небольшое. Как правило, такие агрегаты образуются при экзогенных процессах.

Округлые агрегаты. К этой группе могут быть отнесены секрции, конкреции и оолиты.

Секрции образуются при заполнении какой-либо естественной полости от периферии к центру минеральным веществом из водных растворов или путем диффузии вещества, и часто сопровождается образованием концентрических полос заполняющего вещества. Мелкие секрции называются миндалинами, крупные – жеодами (рисунок 1.5). Крупные секрции часто имеют полость, стенки которой покрыты друзами кристаллов или натечными образованиями. При изменении состава раствора образуются слоистые секрции – разновидности аметиста, халцедона, агата и др.



а – миндалины агата



б – жеодеы целестина

Рисунок 1.5 – Секрционные выделения минералов

Конкреции – шарообразные, сплюснутые или неправильной формы минеральные агрегаты, образующиеся в результате кристаллизации (стяжения) минерального вещества вокруг какого-либо центра (рисунок 1.6 *а*).



а – конкреция марказита



б – оолиты арагонита

Рисунок 1.6– Конкреционные выделения минералов

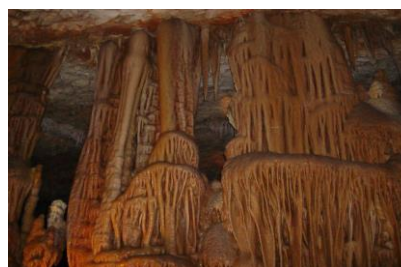
Кристаллы нарастают от центра к периферии. Конкреции очень крепки, и в изломе их иногда наблюдается радиально–лучистое или концентрически–скорлуповатое строение вещества. Поперечные размеры конкреций от 1 см до десятков сантиметров и даже метров. Наиболее характерны железо–марганцевые конкреции на дне Мирового океана, сидеритовые, фосфоритовые, кальцитовые конкреции в толщах осадочных и метаморфических пород.

Оолиты, это сферические образования разных размеров (от долей миллиметра до одного сантиметра) концентрически–скорлуповатого строения, в которых минеральное вещество при выпадении из раствора кристаллизуется слоями вокруг какого–либо центра (рисунок 1.6 б). Оолиты сцементированы друг с другом и образуют осадочную горную породу. Оолиты бывают сложены кальцитом, лимонитом, доломитом, пирролюзитом, бокситом морского и озерного происхождения.

При выпадении минерального вещества из растворов, текущих по открытым поверхностям, возникают *натечные формы*. Как правило, они сложены мелкокристаллическим или скрытокристаллическим минеральным веществом. Натечные формы имеют вид *сосулек, почек, желваков, корок* (рисунок 1.7 а). Часто встречающиеся в пещерах натеки формируют *сталактиты*, свисающие с потолка в виде сосулек и растущие им навстречу образования в виде столбиков и башен называются *сталагмитами*, колоннообразные формы – *сталагматами*, а стекающие по стенкам каскады «каменных струй» – *занавесами* (рисунок 1.7б).



а



б

а — желваки гематита (красная стеклянная голова); б — сталактитовые занавесы кальцита (пещера Мраморная, Крым)

Рисунок 1.7 – Натечные формы минералов

Тонкие пленки, покрывающие поверхность горных пород и минералов, стенки трещин, называют налетами, примазками, выцветами. Образование их связано в основном с процессами выветривания.

Сравнительно редкими формами выделений минералов являются дендриты и псевдоморфозы.

Дендриты – это выделения, напоминающие по форме веточки дерева (рисунок 1.8), что и определяет их название (от греч. «дендрос» – дерево).



Рисунок 1.8 – Дендритовидные выделения оксида марганца (псиломелана) на поверхности доломита

Они образуются при неравномерном отложении минерального вещества в различных направлениях или при его быстрой кристаллизации в тонких трещинах. Таковыми бывают дендриты гидроокислов марганца, пленки гидроокислов железа, корочки и пушистые выцветы солей и т. д.

1.2 Основные свойства минералов

Каждый минерал обладает определенным химическим составом и имеет характерное для него внутреннее строение, от которого зависят его внешняя форма и свойства.

В зависимости от химического состава и кристаллической структуры минералы имеют различные свойства. К основным свойствам относятся:

- 1) оптические свойства;
- 2) механические свойства;
- 3) дополнительные свойства.

К оптическим свойствам минералов относятся: цвет минерала, цвет черты минерала, блеск, прозрачность.

Цвет минерала. Вопрос о природе цветовой окраски минералов очень сложен. Природа окрасок некоторых минералов еще не установлена. В общем случае цвет минерала определяется спектральным составом отражаемого светового излучения минерала или обуславливается его внутренними свойствами, каким-либо химическим элементом, входящим в состав минерала, тонко рассеянными включениями других минералов, органического вещества и другими причинами. Красящий пигмент иногда бывает распространен неравномерно, полосами, давая разноцветные рисунки (например, у агатов).

Цвет некоторых прозрачных минералов меняется в связи с отражением падающего на них света от внутренних поверхностей, трещин или включений. Это явление радужной окраски минералов халькопирита, пирита и иризации – голубые, синие переливы лабрадора.

Некоторые минералы многоцветны (полихромные) и имеют разную окраску по длине кристалла (турмалин, аметист, берилл, гипс, флюорит и др.).

Цвет минерала иногда может быть диагностическим признаком. Например, водные соли меди имеют зеленый или синий цвет. Характер цвета минералов определяется визуально обычно путем сравнения наблюдаемого цвета с общеизвестными понятиями: молочно-белый, светло-зеленый, вишнево-красный, серо-желтый и т. п. Этот признак не всегда характерен для минералов, так как цвета многих из них сильно варьируют.

В зависимости от причин, ее вызывающих, можно выделить три вида окраски минералов: идиохроматическую, аллохроматическую и псевдохроматическую.

Идиохроматическая окраска (от греч. «идиос» – собственный, «хрома» – цвет) обычно обусловлена кристаллохимическими особенностями самого минерала. Чаще всего она вызывается входением в состав минералов хромофоров – элементов-носителей окраски (Fe, Ca, Ni, Cr, Mn, Co и др.). В зависимости от валентного состояния эти элементы окрашивают минералы в

разные тона. Минералы с идиохроматической природой окраски всегда обладают постоянным цветом, который является для них важнейшим диагностическим признаком. Даже названия многим минералам даны именно по этому признаку, например рубин (от лат. «рубер» – красный), хлорит (от греч. «хлорос» – зеленый), альбит (от лат. «альбус» – белый), гематит (от греч. «гематикос» – кровавый) и др.

Аллохроматическая окраска (от греч. «аллос» – чужой, посторонний) не зависит от кристаллической природы самого минерала, а связана с тонко рассеянными в нем посторонними механическими примесями. Цвет минерала в этом случае не постоянен и не может служить определяющим диагностическим признаком. Например, такой распространенный минерал, как кварц, может быть молочно-белым, серым, бесцветным прозрачным (горный хрусталь), розовым, фиолетовым (аметист), золотисто-желтым (цитрин). Разнообразную окраску также могут иметь кальцит, гипс, доломит, барит и др.

Псевдохроматическая (ложная) окраска вызывается оптическими эффектами, чаще всего интерференцией света при его отражении от трещин, включений в минералах, тонких пленок на их поверхности. Так, у минерала Лабрадора, вследствие интерференции света, отраженного от плоскостей спайности и микроскопических трещин, выполненных ильменитом (FeTiO_3), возникает красивое внутреннее свечение в голубовато-синих, а иногда и радужных тонах, называемое иризацией.

На слегка окисленной поверхности некоторых минералов (халькопирит, борнит) часто наблюдаются тонкие пленки с характерной пестрой радужной окраской, называемые побежалостью. Таким образом, иризация и побежалость являются наиболее распространенными видами ложной окраски.

Цвет черты минерала (или цвет минерала в порошке). Более надежным диагностическим признаком, чем цвет минерала, является цвет его порошка, оставляемого при царапании испытуемым минералом матовой (неглазурованной) поверхности фарфоровой пластинки. В ряде случаев цвет черты совпадает с цветом самого минерала, в других – он совсем иной. Так, у

киновари окраска минерала и порошка красные, а у латунно–желтого пирита черта зеленовато–черная. Черту дают мягкие и средней твердости минералы, а твердые лишь царапают пластинку и оставляют на ней борозды.

Блеск минералов, или способность отражать падающий на них свет, является важным диагностическим свойством, так как зависит от оптических констант минерала – показателя преломления и показателя отражения. Последние, в свою очередь, обусловлены кристаллохимическими особенностями минералов, и прежде всего плотностью кристаллических решеток и типами химических связей в них. По характеру блеска минералы можно разделить на три группы: с металлическим, полуметаллическим и неметаллическим блеском.

Металлический блеск напоминает блеск гладкой свежей поверхности металла. Он характерен для непрозрачных минералов, большинство из которых являются рудными (галенит, пирит, халькопирит, самородные золото, серебро, платина). Названия некоторым из этих минералов первоначально давались по их интенсивному металлическому блеску, например свинцовый блеск (галенит), сурьмяный блеск (антимонит) и др.

Полуметаллический блеск сходен с блеском потускневшей поверхности металла и встречается у непрозрачных и полупрозрачных минералов (графит, гематит, темный сфалерит, магнетит).

Неметаллический блеск наиболее широко распространен. Он характерен для целого ряда прозрачных и полупрозрачных минералов. Выделяется достаточно большое количество его разновидностей.

1. Стекланный, напоминающий блеск поверхности стекла. Это самый распространенный вид блеска, им обладают около 70 % всех минералов (кварц на гранях кристаллов, кальцит, доломит, флюорит, полевые шпаты и др.).

2. Алмазный – очень сильный искрящийся блеск, нередко затушевывающий собственную окраску минерала (алмаз, светлый сфалерит, касситерит и др.).

3. Жирный, близкий к стеклянному, но несколько более тусклый блеск, когда поверхность минерала кажется покрытой пленочкой жира (кварц на изломе, нефелин, самородная сера).

4. Перламутровый – аналогичен блеску перламутровой раковины с радужными переливами, характерен для пластинчатых минеральных агрегатов (мусковит, гипс, тальк).

5. Шелковистый – наблюдается при тонковолокнистом строении минералов и напоминает блеск шелковых нитей (асбест, волокнистый гипс).

6. Восковый – тусклый, напоминающий блеск воска; характерен для агрегатов с достаточно грубой поверхностью (халцедон, кремнь).

7. Матовый блеск, когда минералы практически не блестят, встречается у тонкодисперсных землистых минеральных агрегатов (каолинит, лимонит, глауконит).

Следует помнить, что блеск нужно определять на свежей поверхности минерала, а интенсивность его часто зависит от формы минерального агрегата. Например, чешуйчатая разновидность гематита (железная слюдка) имеет металлический блеск, у сплошных масс того же минерала он становится более тусклым полуметаллическим, а у землистых выделений гематита – матовым.

Прозрачность. По своей способности пропускать свет минералы делятся на несколько групп:

- прозрачные (горный хрусталь, каменная соль и т. д.) – пропускающие свет; через них ясно видны предметы;
- полупрозрачные (халцедон, опал) – предметы через них плохо видны;
- просвечивающие только в очень тонких пластинках;
- непрозрачные – свет не пропускают даже в тонких пластинках (пирит, магнетит).

К механическим свойствам минералов относятся: спайность, излом, твердость, удельный вес.

Спайность. Явление спайности у минералов определяется сцеплением частиц внутри кристаллов и обусловлено свойствами их кристаллических

решеток. Раскол минералов происходит легче всего параллельно наиболее плотным сеткам кристаллических решеток. Эти сетки наиболее часто и в наилучшем развитии проявляются и во внешнем ограничении кристаллов.

Количество плоскостей спайности у разных минералов неодинаково, достигает шести (у цинковой обманки или сфалерита), причем степень совершенства разных плоскостей может быть неодинаковой. Различают спайность:

– *весьма совершенную*, когда минерал без особого усилия расщепляется на отдельные листочки или пластинки, обладающие гладкими блестящими поверхностями – плоскостями спайности – слюда, гипс;

– *совершенную*, обнаруживаемую при легком ударе по минералу, который рассыпается на кусочки, ограниченные только ровными блестящими плоскостями. Неровные поверхности не по плоскости спайности получаются очень редко (кальцит раскалывается на правильные ромбоэдры разной величины, каменная соль, галенит – на кубики, сфалерит – на ромбические додекаэдры);

– *среднюю*, которая выражается в том, что при ударе по минералу образуются изломы, как по плоскостям спайности, так и по неровным поверхностям (полевые шпаты – ортоклаз, микроклин, лабрадор, амфиболы – роговая обманка);

– *несовершенную*. Плоскости спайности в минерале обнаруживаются с трудом (апатит, оливин, самородная сера);

– *весьма несовершенную*. Плоскости спайности в минерале отсутствуют (кварц, пирит, магнетит). В то же время иногда кварц (горный хрусталь) встречается в хорошо ограненных кристаллах. Поэтому следует отличать естественные грани (или остатки) кристалла от плоскостей спайности, выявляющихся при изломе минерала. Плоскости спайности могут быть параллельны граням и отличаться более «свежим» видом и более сильным блеском.

Излом. Характер поверхности, образующейся при разломе (расколе) минерала различный:

1. Ровный излом, если раскол минерала происходит по плоскостям спайности, как, например, у кристаллов слюды, гипса, кальцита.

2. Ступенчатый разлом, получается при наличии в минерале пересекающихся плоскостей спайности; он может наблюдаться у полевых шпатов, кальцита.

3. Неровный излом характеризуется отсутствием блестящих участков раскола по спайности (случай весьма несовершенной спайности), как, например, у кварца, пирита.

4. Зернистый излом наблюдается у минералов с зернисто–кристаллическим строением (магнетит, хромит, апатит).

5. Землистый излом характерен для мягких и сильно пористых минералов (лимонит, каолинит, боксит).

6. Раковистый – с выпуклыми и вогнутыми участками как у раковин (apatит, кварц, опал).

7. Занозистый (игольчатый) – неровная поверхность с ориентированными в одном направлении занозами (селенит, хризотил–асбест, роговая обманка, актинолит).

8. Крючковатый – на поверхности раскола возникают крючковатые неровности (самородная медь, золото, серебро). Этот вид излома характерен для ковких металлов.

Спайность тесно связана с изломом, то есть общим видом поверхности минерала, образующейся при его раскалывании или разламывании. При наличии у минерала весьма совершенной, совершенной, а иногда и средней спайности его излом, как правило, ровный пластинчатый или ступенчатый. Если спайность несовершенная или весьма несовершенная, излом бывает неровным или раковистым, то есть имеющим вид вогнутой поверхности, напоминающей раковину. Для минералов игольчатого и волокнистого строения характерен занозистый излом (роговая обманка, асбест); для агрегатов с шероховатой неровной поверхностью – землистый, когда поверхность минерала как бы покрыта налетом пыли (каолинит, лимонит).

Твердость. Твердость минералов это степень сопротивляемости их наружной поверхности проникновению другого, более твердого минерала и зависит от типа кристаллической решетки и прочности связей атомов (ионов). Определяют твердость царапанием поверхности минерала ногтем, ножом, стеклом или минералами с известной твердостью из шкалы Мооса, в которую входят 10 минералов с постепенно возрастающей твердостью (в относительных единицах) (таблица 1.1).

Относительность положения минералов по степени возрастания их твердости видна при сравнении: точные определения твердости алмаза (твердость по шкале равна 10) показали, что она более чем в 4000 раз выше, чем у талька (твердость – 1 балл).

Главная масса минералов имеет твердость от 2 до 6. Более твердые минералы – это безводные окислы и некоторые силикаты. При определении минерала в породе необходимо убедиться, что испытывается именно минерал, а не порода.

Таблица 1.1 – Шкала Мооса

Шкала твердости по Моосу	Эталонный минерал	Абсолютная твердость, МПа	Визуальные признаки твердости	Твердость по группам минералов
1 2	Тальк Гипс	24 360	Скоблится ногтем Царапается ногтем	Мягкие
3 4	Кальцит Флюорит	1 090 1 890	Царапается медной монетой Легко царапается стальным ножом	Средней твердости
5 6	Апатит Ортоклаз	5 360 7 967	С трудом царапается ножом Царапается напильником	Твердые
7 8 9 10	Кварц Топаз Корунд Алмаз	11 200 14 270 20 600 100 600	Царапает оконное стекло Легко царапает кварц Легко царапает топаз Не царапается ничем	Очень твердые

Удельный вес. Удельный вес изменяется от 0,9 до 23 г/см³. У большей части минералов он составляет 2 – 3,4 г/см³, рудные минералы и самородные металлы имеют наивысший удельный вес 5,5 – 23 г/см³. Точный удельный вес

определяется в лабораторных условиях, а в обычной практике – «взвешиванием» образца на руке:

– легкие (с удельным весом до $2,5 \text{ г/см}^3$) – сера, каменная соль, гипс и другие минералы;

– средняя ($2,6 - 4 \text{ г/см}^3$) – кальцит, кварц, флюорит, топаз, бурый железняк и другие минералы;

– с большим удельным весом (больше 4). Это барит (тяжелый шпат) – с удельным весом $4,3-4,7 \text{ г/см}^3$, сернистые руды свинца и меди – удельный вес $4,1-7,6 \text{ г/см}^3$, самородные элементы – золото, платина, медь, железо и т. д. с удельным весом от 7 до 23 г/см^3 (осмистый иридий – $22,7 \text{ г/см}^3$, платиновый иридий – $23,0 \text{ г/см}^3$).

Также у минералов есть еще ряд свойств.

Магнитность. Свойство минералов притягиваться магнитом или отклонять магнитную стрелку компаса является одним из диагностических признаков. Сильно магнитными минералами являются магнетит и пирротин.

Ковкость и хрупкость. Ковкими являются минералы, изменяющие свою форму при ударе молотком, но не рассыпающиеся (медь, золото, платина, серебро). Хрупкие – рассыпаются при ударе на мелкие кусочки.

Электропроводность это способность минералов проводить электрический ток под действием электрического поля. В противном случае минералы относятся к диэлектрикам, т.е. не проводящим ток.

Горючесть и запах. Некоторые минералы загораются от спички и издаются характерные запахи (сера – сернистого газа, янтарь – ароматический запах, озокерит, асфальт – удушливый запах угарного газа). Запах сероводорода появляется при ударе по марказиту, пириту, при растирании кварца, флюорита, кальцита. При трении кусочков фосфорита друг о друга появляется запах жженой кости. Каолинит при смачивании приобретает запах печки.

Вкус. Вкусовые ощущения вызывают только хорошо растворимые в воде минералы (галит – соленый вкус, сильвин, мирабилит – горько-соленый).

Шероховатость и жирность определяются на ощупь. Жирными, слегка мажущими являются тальк, каолинит, шероховатыми – боксит, мел.

Гигроскопичность это свойство минералов увлажняться, притягивая молекулы воды из окружающей среды, в т.ч. из воздуха (карналлит).

Реакция с разбавленной соляной кислотой используется для диагностики минералов класса карбонатов (солей угольной кислоты) и сопровождается выделением пузырьков углекислого газа. Интенсивность протекания реакции не одинакова для различных минералов, что и служит основой для их распознавания. Кальцит бурно реагирует с кислотой в куске (вскипает), доломит вступает в реакцию только в порошке, а магнезит реагирует лишь с подогретой соляной кислотой.

Из других свойств, которые можно использовать для определения некоторых минералов, можно упомянуть двойное лучепреломление кристаллов прозрачного кальцита (исландского шпата); характерный запах, который могут издавать минералы при ударе (чесночный, например, у мышьяковистых соединений); радиоактивность урансодержащих минералов; люминесценцию, то есть способность к свечению под влиянием внешних воздействий, например ультрафиолетового излучения (шеелит, флюорит).

1.3 Классификация минералов

Различают следующие классификации:

- 1) по группам – редкие и породообразующие минералы;
- 2) по генезису (происхождению), при этом учитываются физические свойства минералов и внешние признаки;
- 3) по внешней форме – это кристаллографическая классификация, где кристаллы – это природные тела, обладающие закономерным внутренним строением и имеющие внешнюю форму в виде геометрически правильных многогранников. Внешняя форма может быть неправильной – аморфные

минералы, которые не имеют кристаллической решетки (например, смола)
 Кристаллохимическая классификация является основной – в ее основе лежат внутренняя структура и химический состав минералов. Она разделена на ряд классов (таблица 1.2).

Таблица 1.2 – Классификация минералов (упрощенная)

Типы	Классы (подклассы)	Примеры минералов	Количество от общего числа минералов, %	Массовое содержание в земной коре, %
I. Простые вещества	Самородные	Медь Cu Алмаз C Сера S Графит C	3,3	0,1
II. Сернистые соединения и их аналоги	Сульфиды и их аналоги	Галенит PbS Пирит FeS ₂ Сфалерит ZnS Молибденит MoS	13	1,15
III. Галоиды	Хлориды	Галит NaCl Сильвин KCl	5,7	0,5
	Фториды	Флюорит CaF ₂		
IV. Кислородные соединения	Оксиды и гидроксиды	Кварц SiO ₂ Магнетит Fe ₂ O ₃ xFeO Гематит Fe ₂ O ₃ Лимонит Fe ₂ O ₃ xnH ₂ O Корунд Al ₂ O ₃	12,5	17
	Карбонаты	Кальцит CaCO ₃ Доломит CaCO ₃ xMgCO ₃ Магнезит MgCO ₃	4,5	1,7
	Сульфаты	Гипс CaSO ₄ x2H ₂ O Ангидрит CaSO ₄ Барит BaSO ₄	9,0	0,5
	Фосфаты	Апатит Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F, Cl, O H)	17	0,7
	Силикаты		25	75
	островные	Оливин (Mg, Fe) ₂ (SiO ₄)		
	кольцевые	Берилл Be ₃ Al ₂ (Si ₆ O ₁₈)		
	цепочечные	Диопсид CaMg(Si ₂ O ₆)		
	ленточные	Роговая обманка (Ca, Na)(Mg, Fe) ₄ (Al, Fe) _x (Al, Si) ₄ O ₁₁) ₂ (OH) ₂		
листовые	Мусковит KAl ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH, F) ₂			
каркасные	Ортоклаз KAlSi ₃ O ₈			

При этом можно отметить, что в структуре некоторых минералов могут присутствовать другие химические элементы (изоморфизм, например, натрий и

калий взаимозаменяют друг друга); минералы одинакового химического состава имеют разное внутреннее строение (полиморфизм); в состав минералов может входить свободная и связанная вода, причем при удалении свободной воды не происходит разрушения кристаллической решетки.

В настоящее время известно около 3500 минералов, а вместе с их разновидностями – более 5000. Однако широкое распространение в пределах литосферы Земли имеют всего 400 минералов. Наиболее часто встречающиеся из них, называемые *главными породообразующим минералами*, и будут рассмотрены нами.

1.4 Порядок выполнения практического занятия №1

При выполнении работы предлагаются следующие задания:

Задание 1: Создать «Глоссарий» по теме не менее 30 слов.

Задание 2: При работе с коллекциями минералов определить их свойства.

Полученные результаты занести в таблицу.

Таблица 1.3 – Определитель минералов

№ минерала	Название и формула минерала	Цвет	Цвет черты	Спайность и излом	Твердость	Удельный вес (г/см ³)	Особые свойства	Применение

1.5 Контрольные вопросы

1. Дайте определение минералу.
10. Можно ли горную породу назвать минералом.
11. Особенности форм кристаллов и минеральных агрегатов.
12. Какими причинами обусловлен блеск минералов.

13. Перечислите три основные группы минералов в зависимости от их окраски.
14. Почему создаются различные классификации минералов.
15. В каких типах месторождений встречается золото.
16. Почему некоторые сульфиды называют колчеданами.
17. Какой минерал является основным сырьем для производства серной кислоты.
18. Какие месторождения самородных элементов и сульфидов известны в Оренбуржье.
19. Особенности происхождения и распространения карбонатов и фосфатов в земной коре. Типы месторождений.
20. Практическое значение карбонатов и фосфатов.
21. Назовите самый характерный диагностический признак минералов из класса карбонаты.
22. К какому классу относятся следующие минералы: исландский шпат, жемчуг, литографский камень.
23. Какие минералы из класса карбонатов используют для производства зеленой, синей красок.
24. Почему фосфорит и апатит называют "хлебным камнем".
25. Какие месторождения карбонатов встречаются в Оренбуржье.

2 Практическое занятие №2. Основные магматические, осадочные и метаморфические горные породы, их свойства и диагностика

Горными породами называются естественные ассоциации минералов, образовавшиеся по поверхности или под поверхностью Земли в результате различных эндогенных или экзогенных процессов.

Все горные породы по своему происхождению делятся на три группы:

1) *магматические*, горные породы образуются при охлаждении и затвердевании магматического расплава на разных глубинах или на поверхности Земли;

2) *осадочные породы*, горные породы формируются в результате разрушения любых по происхождению пород (осадочных, магматических или метаморфических), переотложения продуктов разрушения на поверхности Земли (в морях, океанах, на суше и т. д.) и последующего преобразования — диагенеза;

3) *метаморфические породы*, образующиеся из любых других пород при воздействии на них высоких температур и давления, а также различных газообразных и жидких веществ, выделяющихся из магматических очагов.

Каждая горная порода имеет определенный вещественный состав, обладает специфическим строением и образует в земной коре определенное объемное тело, то есть свою форму залегания (пласт, линза, массив и др.).

Каждая горная порода характеризуется химическим и минералогическим составом. Химический состав выражается в процентных соотношениях главных окислов: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O и др. При одном и том же химическом составе горные породы могут иметь различный минералогический состав. В связи с этим решающую роль при определении горной породы имеет ее минеральный состав.

По минеральному составу горные породы бывают мономинеральными (от греч. «моно» – один), если они состоят преимущественно из одного минерала (кварцит, известняк, дунит, каменная соль и др.), и полиминеральными (от греч. «поли» – много), если состоят из нескольких минералов (гранит, гнейс, конгломерат и др.). В обоих случаях различают главные породообразующие минералы, составляющие более 5 % объема породы, и второстепенные, или акцессорные, минералы, слагающие менее 5 % ее объема. Главные породообразующие минералы определяют тип горной породы, наличие или отсутствие акцессорных минералов является в ряде случаев важной характеристикой, но не влияет на название горной породы.

Породообразующие минералы делятся на силикатные (светлоокрашенные) и феррические (темноцветные), а также на первичные и вторичные. Первичные минералы возникают в процессе образования горной породы, вторичные образуются в процессе последующих ее изменений. Процентное содержание вторичных минералов также играет существенную роль при диагностике горных пород.

Строение горной породы определяется структурой и текстурой.

Под *структурой* горной породы понимают особенности ее внутреннего строения, связанные со степенью кристалличности, абсолютными и относительными размерами минеральных зерен, формой зерен и их взаимоотношениями.

Текстура – это особенности строения, определяемые характером размещения минеральных зерен в горной породе и их ориентировкой. Все основные особенности горных пород (вещественный состав, строение, форма залегания) определяются их происхождением.

2.1 Магматические горные породы

Магматические породы представляют собой продукт остывания, расщепления и кристаллизации магмы; осадочные породы, как показывает название, представляют собой более или менее измененные осадки, накопившиеся на дне пресных или соленых бассейнов, или на суше в результате деятельности внешних геологических агентов, включая и организмы; и метаморфические суть продукт изменения как магматических, так и осадочных пород, изменения, протекающего в глубине Земли под влиянием высоких температур и давления. Магматические породы составляют 95% от общей массы пород, слагающих земную кору. На осадочные и метаморфические остается всего 5 %. Если говорить о распределении в толще земной коры не пород, а минералов, то окажется, что наибольшим распространением пользуются полевые шпаты (около 60 %), затем железо–магнезиальные силикаты (около 17 %), кварц (около 12 %), слюды около 4 %), кальцит (около 1,5 %), различные глинистые минералы около 1 %); эти цифры отражают, очевидно, главным образом минералогический состав наиболее распространенных горных пород, т. е. магматических (таблица 2.1).

Магматические горные породы образуются в результате застывания и кристаллизации магмы при внедрении ее в земную кору или при выходе на поверхность в процессе извержения вулканов.

Свойства магматических горных пород естественным образом зависят от положения остывающих магматических тел, от условий температуры и давления, от состава магмы, скорости ее застывания и т. д.

Магма при своем внедрении в земную кору образует тела различной формы. Среди них различают: 1) глубинные, или абиссальные, формы — *батолиты* (наиболее крупные тела, протягивающиеся иногда на несколько сотен километров) и *штоки*, имеющие меньшие размеры; 2) полуглубинные, или гипабиссальные, формы. К ним относятся караваеобразные формы —

Таблица 2.1– Классификация магматических горных пород (упрощенная)

Группа	Интрузивные	Эффузивные	Минералы		
			Главные		Второстепенные
			Мафические	Сиалические	
Ультраосновные $\text{SiO}_2 \leq 45\%$	дунит перидотит	пикрит	длинвин, пироксены		магнетит, хромит
Основные $45 \leq \text{SiO}_2 \leq 53$	габбро	базальт	пироксены, амфиболы, реже оливин, биотит	основные плагиоклазы	Пирротин, Пентландит, апатит
Средние $53 \leq \text{SiO}_2 \leq 65$					
С плагиоклазами	диорит	андезит	амфиболы, биотит, реже пироксены	средние плагиоклазы	апатит, титанит
С калиевыми полевыми шпатами	сиенит	трахит	амфиболы, биотит	калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы	кварц, циркон, апатит
Кислые $65 \leq \text{SiO}_2 \leq 75$	гранит	липарит	амфиболы, биотит	Кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, мусковит	Апатит, циркон, магнетит
Щелочные $53 \leq \text{SiO}_2 \leq 60$ $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \geq 8\%$	нефелиновый сиенит	фонолит	щелочные пироксены и амфиболы, реже биотит	калиевые полевые шпаты, нефелин	апатит, циркон, магнетит

лакколиты, чашеобразные – лополиты и чечевицеобразные – факолиты, а также различные трещинные внедрения, образующие жилы. При излиянии лавы на поверхность образуются потоки и покровы.

Форма залегания связана с тем, на какой глубине была остановлена и застывала магма. А отсюда и различие в структуре пород. Под *структурой* понимается степень кристаллизации, или, другими словами, строение породы, обусловленное величиной и формой слагающих породу минералов.

В том случае, если магма застывает на большой глубине, в условиях высоких давлений и в течение длительных периодов времени, получаются

породы, которые характеризуются полным развитием кристаллов всех минералов. Порода приобретает полнокристаллическую равномернoзернистую структуру. Такие породы называются интрузивными, или глубинными (интрузивные фации). К ним относятся граниты, сиениты, диориты, габбро, пироксениты, дуниты. В том случае, если магма выходит на поверхность (при вулканических извержениях), она теряет, в связи с уменьшением давления, газообразные компоненты и, становясь лавой, быстро застывает — получаются породы другого типа. Для них характерна или скрыто кристаллическая структура, при которой кристаллы так мелки, что едва различимы, и ни один очаг кристаллизации не имел времени и условий для того, чтобы собрать вокруг себя сколько-нибудь заметное количество вещества, или мелкозернистая структура. Такие породы называются эффузивными, или излившимися (эффузивные фации). К ним относятся фельзиты, липариты, трахиты, андезиты, базальты.

В некоторых условиях, особенно для вязких кислых лав, потерявших газовые компоненты, кристаллизация вообще оказывается невозможной, и порода приобретает облик стекла, содержащего порой бесчисленное множество пузырьков не успевшего выйти газа. Подобная стекловатая структура характерна для обсидианов, перлитов и пемз.

Интрузивные и эффузивные породы представляют собой крайние звенья в длинном ряду магматических образований. К промежуточному типу, т. е. к гипабиссальным породам, относятся такие, которые обладают порфировой или порфировидной структурой. В этом случае на общем фоне скрытокристаллической массы видны отдельные крупные кристаллы какого-либо одного минерала. К таким гипабиссальным породам относятся кварцевые порфиры, гранит-порфиры, порфиры, сиенит-порфиры, порфириты, диорит-порфириты и др. Впрочем, породы порфировидной структуры нередко встречаются и среди интрузивных эффузивных разновидностей, так что здесь трудно указать на точную границу.

При изучении горных пород полезно пользоваться не только понятием об их структуре, но также о текстуре. Текстурой называется соотношение отдельных участков, слагающих породу и характеризующих степень однородности ее сложения, или, иначе говоря, относительное расположение составных частей породы. Породы, однородные в значительных объемах, обладают массивной текстурой; при наличии признаков какой-то ориентировки в породе, что может быть связано с течениями магмы при застывании, текстура становится флюидальной. Выделяются также шаровая, полосчатая, пористая, шлаковая, миндалекаменная текстуры и др. В целом для глубинных пород чаще всего характерна массивная текстура, для излившихся — флюидальная (со следами течения) и миндалекаменная, но иногда и массивная.

Магматические породы различают не только по их структуре, но также и по минералогическому и химическому составу. В магматических породах обычно встречаются такие минералы, как кварц и различные силикаты, в первую очередь полевые шпаты, а затем пироксены, амфиболы, слюды, оливин и др. Но соотношение между содержанием кварца, полевых шпатов и цветных минералов (темные железо – магнезиальные минералы из группы силикатов) в значительных пределах меняются, что определяет собой разнообразие магматических горных пород и кладется в основу минералогической классификации. При рассмотрении химического состава магматических пород важное значение имеет содержание в них кремнекислоты (SiO_2), которое положено в основу химической классификации. По содержанию кремнекислоты все магматические породы подразделяются на кислые, средние, основные и ультраосновные.

К *кислым породам* относятся такие, в которых окись кремния SiO_2 (как в виде кварца, так и других соединений) содержится в количестве 65–75 %; в средних – содержание SiO_2 от 65 до 52 %; в основных – от 52 до 40 % и в ультраосновных – менее 40 %. Кислым породам свойственны такие минералы, как кварц и калиево–натриевые полевые шпаты, основным – цветные

минералы — авгит, роговая обманка, оливин, а также средние и основные плагиоклазы. В итоге можно составить следующие таблицы главнейших типов магматических горных пород, учитывая как состав пород, так и структуру.

Как видим, химический состав, так же как и минеральный, представляет важный критерий при классификации и разграничении магматических пород, точно так же, как и условия образования пород (их фации), обуславливающие особенности структуры и текстуры.

Кислые породы

Граниты. Граниты состоят в основном из кварца, полевых шпатов и калишпатов и кислых плагиоклазов с примесью цветных силикатов, чаще всего слюды, реже — роговой обманки, авгита. Структура полнокристаллическая, равномернозернистая или порфировая. Кристаллы хорошо оформлены, иногда достигают сравнительно крупных размеров. Окраска светлая, обусловленная цветом полевого шпата. Граниты залегают в форме крупных тел — батолитов. Широко используются в строительном деле. Пользуются наибольшим распространением среди других пород магматического происхождения, обнажаясь на поверхности на огромных пространствах в Карелии, на Украине, на Урале, в Казахстане, Тянь-Шане, в бассейне Алдана и Анабара, в Забайкалье и других местах.

Гранит-порфиры. Состав тот же, что у гранитов. Образовались из тех порций магмы, которые застывали ближе к поверхности. Поэтому структура порфировая; среди мелких зерен кварца выделяются своей величиной зерна полевого шпата.

Липаритовые порфиры. Состав тот же, но крупные кристаллы полевых шпатов выделяются еще резче, структура порфировая. Окраска различная: красноватая, бурая и другие тона.

Средние породы

Андезиты. По составу близки к диоритам, но, являясь эффузивной фацией, обладают скрытокристаллической структурой, иногда с порфирными

выделениями зерен темных минералов плагиоклаза. Цвет серый и черный. Распространены довольно широко, особенно в Армении и на Камчатке. Залегают в форме куполов, потоков и покровов.

Сиениты (относятся к интрузивным фациям). В состав их входят калиевый полевой шпат, средние плагиоклазы и роговая обманка. Часто присутствует авгит. Кварца нет.

Сиенит–порфиры. По составу близки к сиениту, содержат порфиновые выделения полевых шпатов или цветных минералов.

Трахиты. Излившийся аналог сиенита. Породы того же состава, что и сиенит, иногда среди общей массы скрытокристаллического сложения все же заметны некоторые изолированные более крупные кристаллы санидина. Окраска светлая.

Основные породы

Габбро относится к интрузивным фациям и состоит преимущественно из основного плагиоклаза (чаще лабрадора) и авгита, реже роговой обманки, а также отмечаются включения других минералов, например ильменита или магнетита; в измененных габбро добавляется пирит. Возможно присутствие оливина. Цвет в зависимости от содержания темноцветных минералов и от окраски плагиоклазов бывает серый, зеленовато–серый, темно–серый, до черного. Структура средне– и крупнозернистая. Часто встречаются полосатые разновидности габбро. Крупнозернистая разновидность, состоящая целиком из Лабрадора, носит название лабрадорита. К глубинным породам группы габбро приурочены

Базальтовые порфириты (диабазы) относятся к гипабиссальным фациям, близки по составу к габбро. В составе – авгит, представляющий общий черный фон породы, и плагиоклаз, вкрапленный в массу авгита в виде отдельных небольших зерен, рассеянных по всей породе (офитовая структура). Цвет зеленовато–серый (присутствие вторичной сотовой обманки и хлорита). Структура равномернозернистая. Отличается высокой прочностью.

Базальты – излившийся аналог габбро. Структура мелкозернистая: кристаллы неразличимы простым глазом. Цвет черный, при выветривании базальты приобретают серую и зеленоватую окраску. Базальты широко распространены, представляя продукт извержения многих современных вулканов. Для базальтовых потоков характерна столбчатая отдельность.

Ультраосновные породы

Главными представителями ультраосновных пород являются дуниты, перидотиты и пироксениты, состоящие почти целиком из оливина, пироксена и других цветных минералов. Полевые шпаты в этих породах или совсем отсутствуют, или имеются в очень незначительном количестве.

Дунит состоит почти из одного оливина, нередко с примесью хромита и магнетита. Цвет светло–зеленый до темного, почти черного дельный вес около 2,7; при изменении физико–химических условий переходит в серпентин (змеевик) с удельным весом более 3,0. Дуниты широко распространены на Урале, где с ними связаны месторождения платины.

Перидотит состоит главным образом из оливина, содержит также пироксен (гиперстен или диопсид). Цвет черный с зеленоватым оттенком. Перидотиты обычно несут признаки изменения, которые выражаются в серпентинизации.

Близким к перидотиту является *кимберлит*, представляющий собой несколько измененную брекчиевидную горную породу, состоящую из серпентина, оливина и слюды. Кимберлитом выполнены трубки взрыва 1 Южной Африке и Якутии. С ними связаны коренные месторождения алмазов.

Пироксенит – главная составная часть – авгит; оливин присутствует незначительных количествах. Цвет черный. В процессе серпентинизации выделяется входящий в состав породы никель. Несмотря на относительно небольшое распространение (по сравнению с другими породами), ультраосновные породы получили большое практическое значение, так как к ним приурочены месторождения редких металлов, платины, асбеста, магнетита, алмазов, руд никеля, кобальта, хрома, ванадия.

2.2 Осадочные горные породы

Горные породы, возникшие при участии экзогенных процессов, т. е. в результате взаимодействия литосферы с атмосферой, гидросферой и биосферой, называют *осадочными*. Особую группу осадочных пород составляют пирокластические, образованные в результате отложения на поверхности Земли обломочного материала, выброшенного вулканами. Осадочные породы образуются в результате отложения на поверхности Земли обломочного материала, выпадения различных веществ из растворов и жизнедеятельности организмов, т. е. совершенно различных процессов, проявляющихся, однако, обычно совместно. Поэтому в осадочных породах могут присутствовать одновременно три основные составные части:

- 1) обломки минералов и горных пород, принесенные извне и представляющие собой продукты разрушения массивных пород, или твердые выбросы вулканов (вулканический пепел, бомбы, лапилли и пр.) и в редких случаях продукты космического происхождения (метеориты, космическая пыль);
- 2) остатки организмов и органические соединения;
- 3) минералы, образованные химическим путем на разных стадиях формирования породы.

Но если можно установить происхождение составных частей осадочных пород, то сами породы различать по генетическим признакам оказалось не таким простым делом, так как составные части разного происхождения обычно присутствуют в них совместно. В породах органического происхождения обычно в большом количестве присутствуют составные части, отложенные из растворов. Глинистые породы состоят не только из тонких обломков, но и из веществ, осажденных из истинных и коллоидных растворов, т. е. являются переходными от обломочных пород к породам химического происхождения.

Не имели успеха и попытки классификации осадочных пород по условиям образования, так как в осадочных породах в отличие от пород изверженных состав и структуры зависят от очень многих, часто невосста-

новимых факторов. Поэтому при классификации осадочных пород можно только в самых общих чертах учитывать их генезис, объединяя, например, все песчаники, как образованные на суше, так и в море, как эоловые, так и отложенные в воде и пр. Конечно, в задачу геолога входит по возможности точное восстановление условий образования той или иной осадочной породы, но это делается при ее описании и не служит основой для классификации.

В данном курсе принята классификация осадочных пород, предложенная советским литологом М. С. Швецовым, выделившим породы обломочные, глинистые, химического и органического происхождения.

Обломочные породы разделяются по размерам слагающих их обломков на грубообломочные, сложенные более чем на 50% из обломков крупнее 1 мм в поперечнике; песчаные, состоящие более чем наполовину из зерен размером от 1 до 0,1 мм и алевритовые породы с размером обломков от 0,1 до 0,01 мм. В грубообломочных породах учитывается не только величина, но и форма обломков. Обломочные породы могут быть рыхлыми и сцементированными. В сцементированных породах учитывается характер срастания обломков, т. е. строение цемента. Учитывается также относительное количество зерен и цемента в породе, характер заполнения цементом промежутков между обломками по структуре цемента. Однако изучение цемента требует применения оптических методов и выходит за рамки данного курса.

Текстуры обломочных пород бывают беспорядочными, или массивными, слоистыми и флюидальными. *Беспорядочная*, или *массивная*, *текстура* характеризуется расположением обломков в породе без всякой ориентировки. Такая текстура возникла в участках осадконакопления, в которые обломочный материал поступал или непрерывно в большом количестве, или осадок постоянно взмучивался. *Слоистая текстура* характеризуется ориентированным расположением обломков, залегающих прослоями, отличающимися один от другого строением, составом или размерами обломков. По положению и сочетанию прослоев различают текстуры горизонтально– и косослоистые, волнистые и сложные. Каждая из этих текстур отражает

особенности среды осадконакопления. *Площчатая текстура* образуется в результате нарушения первоначальной текстуры под действием оползней, сильных волнений и других посторонних процессов.

Грубообломочные породы (псефиты, от греч. pserphos – камешек) образуются при выветривании, разрушении и измельчении в природных условиях массивных горных пород с последующим переносом и переотложением продуктов разрушения; различаются по величине и форме обломков, а также по характеру цемента (таблица 2.2).

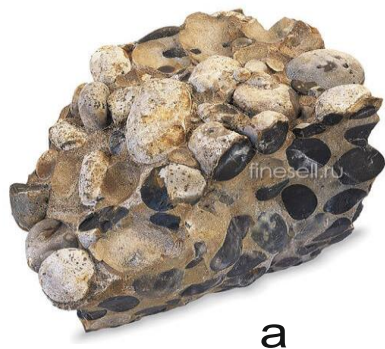
Таблица 2.2 – Классификация обломочных пород

Породы	Размеры обломков, мм	Рыхлые		Сцементированные	
		Окатанные обломки	Неокатанные обломки	Окатанные обломки	Неокатанные обломки
Крупнообломочные (псефиты)	Более 1000	Крупные валуны	Глыбы	Конгломерат	Брекчии
	100-1000	Валуны	Мелкие глыбы		
	10-100 2-10	Галька Гравий	Щебень Дресва		
Среднеобломочные (псаммиты)	1-2	Грубозернистый песок		Грубозернистый песчаник	
	0,5-2	Крупнозернистый песок		Крупнозернистый песчаник	
	0,25-0,5	Среднезернистый песок		Среднезернистый песчаник	
	0,1-0,25	Мелкозернистый песок		Мелкозернистый песчаник	
Мелкообломочные (алевриты)	0,01-0,1	Алевриты (мелкоземы) Лесс		Алевролиты (пестроцветы)	
Тонкообломочные (пелиты)	<0,001	Глины (пелиты)		аргиллит	

Брекчии встречаются значительно реже конгломератов. Они состоят из угловатых обломков, связанных каким-либо цементом. Иногда это сцементированные продукты выветривания массивных пород, иногда –

продукты выбросов взрывных вулканов, например обломки пород, слагающих стенки кратера. При подвижках смежных участков земной коры по трещине разлома возникают брекчии трения (рисунок 2.1).

Конгломератами называют породы, сложенные окатанными обломками пород, связанными каким-либо цементом. Окатанность обломков показывает, что конгломераты образованы на значительном расстоянии от массивных пород, за счет которых возникли обломки. В зависимости от состава обломков различают мономиктовые конгломераты с обломками одного состава (например, кварца, известняка и др.) и полимиктовые с обломками разного состава. Выделяют также олигомиктовые конгломераты с галькой из двух-трех разных пород с преобладанием галек какого-либо одного состава. Конгломераты возникают за счет морских, речных и флювиогляциальных отложений. Цемент брекчий и конгломератов может быть песчанистым, глинистым, известковистым, кремнистым, железистым (из окислов и гидроксидов железа) и т. п. При этом в мономиктовых породах цемент и обломки часто состоят из однородного вещества.



а – конгломерат; *б* – брекчия.

Рисунок 2.1 – Грубообломочные породы

Некоторые рыхлые грубообломочные породы – *галечники, щебень и гравий* – используются в дорожном строительстве, для изготовления бетона и

т. д. С конгломератами иногда связаны промышленные скопления ценных полезных ископаемых (золота, платины, урана и др.).

Песчаные породы псаммиты (от греч. psammos – песок) – встречаются в рыхлом (*пески*) и сцементированном виде (*песчаники*). И те и другие делятся по крупности зерна на мелкозернистые (преобладают зерна от 0,1 до 0,25 мм), среднезернистые с преобладанием зерен от 0,25 до 0,5 мм и крупнозернистые, в которых преобладают зерна размером от 0,5 до 1 мм. Иногда выделяют также грубозернистые пески и песчаники с преобладающим размером зерен от 1 до 2 мм.

Состав песков и песчаников может быть мономиктовым, олигомиктовым и полимиктовым. К мономиктовым относятся кварцевые пески и песчаники, более чем на 95 % сложенные обломками кварца. Если цемент таких песчаников кварцевый, их называют осадочными кварцитами или кварцитовидными песчаниками. Кварцевые песчаники с кремнистым цементом называют кремнистыми. Цемент кварцевых песчаников может быть также карбонатным или железистым. Примером олигомиктовых песчаников могут служить полевошпатово–кварцевые, состоящие из зерен кварца с примесью полевошпатовых (до 20 %). Цемент может быть различным. К полимиктовым песчаникам относятся граувакки и аркозы.

Граувакки сложены угловатыми зернами кварца (25–50 %), полевых шпатов (15–25 %), слюды и разных горных пород, сцементированных глинистым цементом. Иногда признаком граувакк считают присутствие в их составе обломков эффузивных пород и туфогенного материала, т. е. относят их к туфогенным песчаникам. *Аркозы* состоят из обломков кварца и кислых, преимущественно калиевых полевых шпатов (от 25 до 60 %), иногда с примесью слюды и обломков гранитов или гнейсов. Цемент карбонатный или железистый. Обломки минералов угловаты. Аркозы считаются продуктом разрушения гранитов.

Кварцевые пески используются в стекольной и фарфорово–фаянсовой промышленности, для изготовления огнеупоров, кирпича и в качестве

формовочного материала. Полимиктовые пески употребляются для изготовления бетона и в дорожном строительстве.

Алевриты и *алевролиты* выделены в 1930 г. А.Н. Заварицким. Это тонкозернистые (крупность зерна от 0,1 до 0,01 мм) обломочные породы весьма разнообразного состава, рыхлые (*алеврители*) и цементированные (*алевролиты*), которые раньше описывались как пылеватые глины. Породы эти утратили многие характерные свойства песков, но не стали еще глинами. По происхождению *алевролиты* не отличаются от песчаных пород и образуются в море, в реках или имеют эоловое происхождение. По минеральному и отчасти гранулометрическому составу к *алевритовым* породам близки *лѣссы* – неслоистые пористые тонкозернистые осадочные породы палевого или серо-желтого цвета, состоящие в основном из пыли (размер пылинок 0,05 – 0,005 мм) и незначительного количества глинистых частиц менее 0,005 мм). Обломки крупнее 0,25 мм обычно отсутствуют. В составе *лѣссов* преобладают обломки кварца, встречаются полевые шпаты, слюды и в небольшом количестве глинистые минералы (*каолинит*, *монтмориллонит* и др.). Характерно присутствие мелких кристаллов кальцита и известковых стяжений (*журавчики*, *дутики*, *погремки*, *желваки* и др.). Общее содержание извести 20 – 30 %. *Лѣсс* обладает очень высокой пористостью (до 50 %). *Лѣссы* широко распространены в Китае, Средней Азии, Западной Сибири, имеются на Кавказе, Украине и в других местах; часто образуют толщи мощностью в десятки метров.

Вопрос о происхождении *лѣссов* не решен. В.А. Обручев считал, что *лѣссы* представляют собой накопления пыли, принесенные ветром из пустынь в сухие степи и преобразованные в связную породу почвообразовательными и другими процессами. Мелкозернистые породы, сходные по внешнему виду с *лѣссами*, но происшедшие иным путем, В. А. Обручев относил к *лѣссовидным* суглинкам и супесям. Разработанная В.А. Обручевым эоловая теория образования *лѣссов* не разделяется Л.С. Бергом, предложившим почвенную гипотезу. Он считает, что *лѣсс* может образоваться из тонкозернистых осадков

любого происхождения при воздействии на них процессов выветривания и почвообразования, т. е. существуют не только эоловые, но также пролювиальные, делювиальные и аллювиальные лёссы и лёссовидные отложения. Значительная часть лёссов и лёссовидных пород возникла в результате переотложения лёссов. В процессе диагенеза лёссы превращаются в известковые алевролиты.

Лёссы используются в кирпичной и цементной промышленности.

Глины – пелиты

Глины (от греч. *πέλος* – глина) ранее относились к обломочным породам. Однако по минеральному составу они резко отличаются от типичных обломочных пород и состоят не только из тончайших обломков, всегда образованных химическим выветриванием, но и частиц, возникших за счет осаждения вещества из растворов, это переходные породы от обломочных к химическим. Более 30 % частиц в глинах обычно менее 0,001 мм, а остальные не превышают 0,01 мм. По возрастающей степени уплотнения глинисты породы образуют ряд: глины – уплотненные глины – аргиллиты. При метаморфизме они переходят в глинистые сланцы и филлиты или глинисто–сланцевые сланцы.

Глинистые породы вместе с глинистыми сланцами составляют до 60% от всех пород осадочной оболочки Земли.

Глины. Глинами называют осадочные породы, образующие при смачивании водой пластичное тесто, сохраняющее после высыхания приданную ему форму, а после обжига приобретающее твердость камня. Окраска глин различная в зависимости от примесей (примесь органических веществ определяет черную окраску, окиси железа – красную и бурую, хлорита и глауконита – зеленую и др.). Свойства глин определяются обязательным присутствием в их составе характерных «глинистых» минералов – водных алюмосиликатов или ферросиликатов, обладающих слоистой кристаллической структурой. Примеси в глинах представлены кварцем, слюдами, опалом, гидроокислами железа, глауконитом, разными карбонатами, органическим веществом и др.

В зависимости от преобладания в глинистых породах того или иного «глинистого» минерала среди них выделяют каолинитовые, монтмориллонитовые и гидрослюдистые разновидности.

Глинистые породы *каолинитовой группы* включают:

а) первичные каолины – глины коры выветривания, сложенные главным образом каолинитом с примесью кварца, слюд, гидроокислов железа и гидрослюд; каолинит $Al_2(OH)_4Si_2O_5$ – белый, жирный на ощупь минерал, скрытокристаллический, порошковатый, землистый и плотный; твердость 1; плотность 6 г/см³; жадно поглощает воду, а во влажном состоянии очень пластичен;

б) вторичные каолины, образованные за счет переотложения первичных;

в) каолиновые глины, к которым относится часть огнеупорных.

Кроме каолинита в них часто встречаются примеси кварца, слюды, высокоглиноземистых минералов и окислов железа. Последние встречаются в виде самостоятельных минералов, механически примешанных к глинам, и могут быть удалены при отмучивании вместе с другими минералами. Среди каолиновых глин встречаются сухарные и огнеупорные (не сплавляющиеся при высоких температурах). Сухарные глины высокоогнеупорны и очень ценятся. Они отличаются тонкозернистостью, окрашены в серый или белый цвет, имеют раковистый излом. Каолины и каолиновые глины используются в керамической, огнеупорной, резиновой, мыловаренной, бумажной и других отраслях промышленности.

Глинистые породы *монтмориллонитовой группы* характеризуются преобладанием минералов группы монтмориллонита с примесью опала, гипса, кальцита, *иногда барита*, а также обломков минералов, характерных для вулканических туфов, и небольшого количества органического вещества. Минералы группы монтмориллонита представлены магнезиальными или алюминиевыми и *промежуточными* между ними минералами, обладающими

замечательным свойством набухать в присутствии воды, а при нагревании постепенно отдавать адсорбированную воду.

Из минералов группы наиболее распространен монтмориллонит – белый, розоватый, иногда зеленый минерал, встречающийся обычно в виде сплошных глиноподобных масс. Образуется он в результате выветривания основных изверженных пород в условиях щелочной среды. Твердость 1; плотность около 2 г/см³; воды содержит до 27 %; химический состав: $Mg_3(OH)_4[Si_4O_8(OH)_2]nH_2$.

Глины монтмориллонитовой группы обладают большой поглотительной способностью и извлекают из жидкостей различные загрязняющие их взвешенные примеси. Некоторые глины адсорбируют едкие и углекислые щелочи и широко используются в мыловаренной промышленности, другие употребляются для «отбеливания» вещества, используются для очистки нефтепродуктов, применяются в пищевой промышленности, в качестве формовочных глин, для обезжиривания сукон («сукновальные глины») и др. Бентонитовые глины, состоящие существенно из монтмориллонита, образуются за счет разложения вулканических пеплов в морских бассейнах.

Гидрослюдистые глинистые породы встречаются наиболее часто. В их составе преобладают гидрослюды, иногда с примесью хлорита, монтмориллонита и каолинита. Обычно присутствуют также обломки различных минералов. Гидрослюдистые глины не огнеупорны и используются для изготовления грубой керамики и цемента. Гидрослюды объединяют в группу минералов, недостаточно изученных и не имеющих точно установленных видов. Различаются по составу и количеству связанных молекул воды. Характеризуются изменчивым химическим составом, не набухают в воде и по ряду химических свойств близки к слюдам, хлоритам, минералам групп хлорита и монтмориллонита.

В целом глины характеризуются массивными и слоистыми текстурами, иногда с четко выраженной ритмичностью (ленточные глины). Встречаются

пятнистые текстуры, а в процессе оползания иногда возникают пloyчатые текстуры.

Изучение структур глинистых пород требует применения специальных методов и выходит за рамки данного курса.

Аргиллитами называют твердые глинистые породы, не размокающие в воде и возникающие при уплотнении, дегидратации и цементации пластичных глин. Аргиллиты могут быть массивными, плитчатыми и сланцеватыми. К последним относятся аспидные и грифельные сланцы, распадающиеся по спайности на плитки (грифельные доски) и каменные палочки (грифели),

В глинах всегда присутствует песок, увеличение количества которого обуславливает переходы к суглинкам (содержание глинистых частиц от 10 до 30%), глинистым пескам или песчаникам. Примеси кальцита или доломита обуславливают переходы к мергелям.

Осадочные породы химического и органического происхождения

С.Ф. Малявкин (1937 г.) назвал алюминиевые породы, в которые отношение $Al_2O_3/SiO_2 > 1$, *аллитами* в отличие от пород, в которых отношение $Al_2O_3/SiO_2 < 1$, названных им *сиаллитами*. Аллиты существенно состоят из гидроокислов алюминия с примесью гидроокислов железа, аморфной кремнекислоты, каолинита, карбонатов, а также обломков кварц слюд, полевых шпатов и др. Из аллитов рассмотрим латериты и бокситы

Латериты (от лат. later – кирпич) – это остаточные продукты латеритовой коры выветривания. Процессы их образования рассмотрена в главе о выветривании. Это мягкие или твердые породы, красные оранжевые или розовые, содержащие окислы железа и алюминия (80 – 90 %) и кремнезем (1–2 %). Иногда также в небольшом количестве присутствуй окислы титана и марганца. Латериты используются как алюминиевая и железная руда.

Бокситы [по дер. Во (Beaux) в Провансе, Франция, где они были обнаружены] – это также гидроокислы алюминия с примесью хлоритов, пирита, сидерита, окиси титана и др. Окраска разнообразная, чаще красная и

коричневая. По составу и свойствам отвечают промышленным кондициям на алюминиевые руды. При преобладании железа используются как железная руда. Для бокситов характерны разные типы коллоидных структур.

Бобовая структура характеризуется наличием шаровидных или эллипсоидальных образований, получивших название бобовин или ооидов. Размер бобовин от 1 до 15 мкм. Они появляются в результате коллоидных и, видимо, биохимических процессов, в изломе однородны и могут быть окрашены или в тот же цвет, что и вмещающая масса, или в разные цвета. Оолиты и пизолиты по форме сходны с бобовинами, но имеют концентрически-скорлуповатое или радиально-лучистое строение. Оолиты более 2 мкм в диаметре называют пизолитами. Те и другие нарастают вокруг пылинок, пузырьков газа и других центров. Внешне оолитовая и пизолитовая структуры похожи на бобовую. Гелевая структура однородна и присуща бесструктурным бокситам. Текстуры бокситов слоистые и массивные.

Наибольшее значение бокситы имеют как исходное сырье для получения алюминия. Они широко используются также в металлургической цементной и керамической промышленности и для изготовления искусственного корунда.

Кремнистые породы (силициды литы) объединяют широко распространенные осадочные породы органического и химического происхождения, состоящие из опала, халцедона и кварца с примесью глинистого вещества, песчаных и алевритовых частиц, зерен глауконита и др.

Кремнистые породы органического происхождения различают по типу организмов, за счет которых они произошли. Диатомиты и трепелы сложены в основном из скелетов диатомовых водорослей, которые в трепелах обычно разрушены. Это белые или желтоватые пористые мягкие и легкие породы с объемной массой от 0,4 до 1,4 г/см³. Спонгиолиты в значительной мере сложены спикулами кремнистых губок и халцедоном с примесью глауконита, песчаных и глинистых частиц. Радиоляриты более чем на 50% состоят из раковин радиолярий.

Опоки связаны постепенными переходами с глинами и представлены твердыми, реже мягкими породами, сложенными тонкозернистым опалом ю (90%), часто с примесью створок диатомей, радиолярий, спикул губок, гладких обломков кварца, полевых шпатов, глауконита и глинистого вещества. Окрашены обычно в темный, почти черный цвет, но при выветривании светлеют, и на выветрелых поверхностях они светло–серые. При метаморфизме кремнистые породы переходят в яшмы и кремнистые сланцы.

К кремнистым породам химического происхождения относятся *гейзериты* и *кремнистые туфы* холодных вод, представляющие собой натечные образования, отложенные горячими (гейзеры) и холодными источниками.

Структуры органогенных кремнистых пород определяются соотношением остатков организмов с цементирующим их веществом. Яшмы и кремнистые сланцы обычно обладают скрытокристаллической или гелевой структурой. Текстуры бывают массивные и слоистые, часто брекчиевидные.

Происхождение многих кремнистых пород не вполне ясно. Большинство их образовалось в водоемах, причем многие переслаиваются с вулканогенными зеленокаменными породами – лавами и туфами. Связь яшм и кремнистых сланцев с основными эффузивами и их туфами послужила основанием для предположения о том, что материал подводных вулканических извержений и поствулканических процессов служил источником кремнекислоты для образования кремневых скелетов организмов.

Трепелы и опоки используются как поглотители, диатомиты нашли применение в сахарной промышленности для очистки сахарных сиропов, а также растительных и минеральных масел и других материалов. Кремни используются как абразивы, яшмы – как прекрасный поделочный материал.

Карбонатные породы.

Осадочные карбонатные породы состоят из кальцита, доломита, иногда сидерита, обычно с более или менее значительной примесью песчаных и глинистых частиц. По минеральному составу выделяются известняки, доломиты и

мергели, причем между всеми этими разновидностями существуют взаимопереходы.

Известняки – осадочные породы, состоящие преимущественно из кальцита, к которому обычно примешивается доломит, песчаные и глинистые частицы. В чистых известняках таких примесей содержится не более 5 %, при увеличении примеси доломита от 5 до 25 % известняк называют доломитистым, а при содержании доломита от 25 до 50 % – доломитовым известняком. Увеличение в известняке примеси песка или глины от 5 до 25 % превращает его соответственно в песчанистый или глинистый известняк. Известняк, содержащий примесь песка в количестве от 25 до 50 %, называют песчаным известняком, а когда примесь глины в известняке превышает 25 %, его называют мергелем. Известняки, содержащие не менее 15 % кремнезема (обычно за счет кремнистых скелетов "организмов), называют кремнистыми, а содержащие примесь глауконита и фосфата извести (последний присутствует либо в виде рассеянной мути, либо в костях и других органических остатках) – соответственно глауконитовыми и фосфоритовыми. Встречаются также примеси карбонатов и окислов железа.

Известняки окрашены в разные цвета в зависимости от количества и характера примесей. Окраска чистых разновидностей обычно белая, желтоватая и серая разных оттенков, вплоть до черной. При действии на известняки даже слабого холодного раствора соляной кислоты кальцит разлагается с бурным выделением углекислого газа.

Для известняков характерны кристаллически–зернистая и органогенная структуры. Кристаллически–зернистая структура различается по размерам зерен кальцита. Она бывает крупно–, средне– и мелкозернистой. Органогенная структура имеет несколько разновидностей:

а) собственно органогенную, когда слагающие ее органические остатки не обнаруживают признаков переноса;

б) органогенно–обломочную, когда органические остатки представлены обломками и частично окатаны;

в) детритусовую, когда порода сложена только раздробленными органическими остатками без заметного количества цементирующего их вещества.

Иногда известняки образуются за счет разрушения и переотложения ранее существовавших известняков и приобретают обломочную структуру. Часто встречаются оолитовые структуры, а также инкрустационная и кристификационная. Первая характеризуется наличием концентрических корок, заполняющих крупные пустоты, вторая — присутствием удлиненных кристаллов карбонатов, расположенных радиально относительно обломков или органических остатков, слагающих породу. Текстура известняков бывает массивной и слоистой, брекчиевидной, конгломератовой и др.

По происхождению выделяют органогенные, химические и обломочные известняки.

Органогенные известняки сложены известковыми скелетами и раковинами разных организмов. Их различают по преобладанию остатков тех или иных организмов, выделяя ракушняки, сложенные почти исключительно из раковин моллюсков, криноидные известняки, в которых преобладают остатки морских лилий (обычно членики стеблей); нуммулитовые — из раковин нуммулитов; водорослевые — из известковых водорослей; коралловые — из скелетов кораллов и т. д. Типичным представителем органогенных известняков являются рифовые, сложенные рифообразующими организмами. Своеобразной разновидностью органогенных известняков является писчий мел — порода сложенная известковыми скелетами одноклеточных водорослей и корненожек. К органогенным относятся также шламовые известняки, состоящие из мелкодробленых органических остатков и являющиеся уже переходными к обломочным.

Известняки химического происхождения возникают при отложении кальцита из растворов. Типичным представителем этого типа являются известковые туфы (травертины), образующиеся на суше в результате

выпадения извести из вод некоторых источников. Другая разновидность – оолитовые известняки, образующиеся в зоне подвижных морских вод при осаждении кальцита из растворов вокруг центров кристаллизации (пузырьков воздуха, пылинок и пр.). Известняки химического происхождения встречаются часто, но их трудно отличить от других типов, особенно после перекристаллизации.

Обломочные известняки образуются в результате накопления обломков ранее существовавших известняков или при дроблении и переотложении органических остатков. Они сложены обломками известняка разной величины: от зерен размером в несколько долей миллиметра до крупных галек и валунов, слагающих конгломератовидные известняки. Обычно обломочные известняки формируются на небольших глубинах в периоды замедленного осадконакопления.

Известняки образуются в различных условиях. Известны: пресноводные известняки, обычно не содержащие органических остатков и залегающие среди континентальных песчано–глинистых отложений; известняки, сложенные в солоноватоводных бассейнах, и, наконец, морские известняки, встречающиеся наиболее часто. Для образования известняков благоприятны: теплый климат (растворимость извести увеличивается с понижением температуры воды), небольшое количество приносимого в бассейн обломочного материала, небольшое количество свободной углекислоты в водах и т. п. Известняки широко применяются в строительстве, при производстве вяжущих материалов, в металлургии, в полиграфическом производстве, в сельском хозяйстве и др.

Доломиты – породы, состоящие из 90 % доломита. При содержании доломита от 50 до 90 % породу называют известковистым доломитом, а при еще более низком содержании – доломитизированным известняком. Для доломита характерна примесь кальцита, гипса, флюорита, магнезита, кремнезема, окислов железа и других веществ, выпадающих из раствора при образовании осадка или при диагенезе. По внешнему виду доломиты похожи на известняки, но почти не вступают в реакцию с холодной соляной кислотой.

Окраска доломитов в основном светлая – желтоватых, красноватых и зеленоватых оттенков. Характерны высокая пористость, трещиноватость и кавернозность, часто за счет выщелачивания раковин.

Доломитам свойственны кристаллически–зернистая (мозаичная) структура, а также различные реликтовые структуры, сохранившиеся при доломитизации. Для пород, переходных от известняков к доломитам, характерно наличие крупных зональных новообразований доломита ромбоэдрической формы в мелкозернистой массе кальцита. Такая структура получила название порфиробластовой.

По происхождению различают первично–осадочные и вторичные доломиты. Первые возникают или за счет непосредственного выпадения доломита из воды в морских заливах и лагунах с водами повышенной солености, или за счет доломитизации (замещения доломитом) известкового ила в процессе диагенеза. Вторичные доломиты появляются при замещении доломитом уже готовых известняков. Они встречаются обычно в виде линз среди неизмененных известняков и включают реликты (остатки) незамещенного известняка.

Доломиты используются для производства магнезиальных цементов, в стекольной и керамической промышленности, при изготовлении доломитовых огнеупорных изделий, в качестве флюса в черной металлургии, для получения металлического магния и пр.

Мергели – осадочные породы, переходные от известняков и доломитов к глинистым породам и содержащие от 50 до 80 % углекислой извести (CaCO_3) или углекислого магния (MgCO_3), или обоих этих соединений и от 20 до 50 % глинисто–песчаного материала (нерастворимого остатка). В зависимости от преобладания тех или иных составных частей различают песчаные, глинистые, известковистые и доломитовые мергели. Типичные мергели тонкозернисты и однородны, а во влажном состоянии часто пластичны. Окрашены обычно в светлые тона, но встречаются разности коричневого, красного, фиолетового и других цветов. В зависимости от преобладания тех или иных минералов или составных частей, изменяющих вид и свойства мергелей, различают

слюдистые, глауконитовые, битуминозные, углистые, гипсоносные и другие разновидности.

Для мергелей характерна массивная текстура. Структуры наблюдаются только под микроскопом и сходны со структурами некоторых глин. Используются мергели как цементное сырье (некоторые разновидности пригодны без добавок для производства силикат-цемента, требуется лишь обжиг и дующий размол).

Фосфориты. К фосфоритам относят обычные осадочные породы, содержащие 12 – 40 % P_2O_5 , входящей в состав высокодисперсных минералов группы апатита. Фосфатные минералы присутствуют в виде конкреций и цемента, связывающего обломки кварца, глауконита и других минералов, или слагают почти всю породу. Главными разновидностями фосфоритов являются:

1) желваковые фосфориты, состоящие из отдельных конкреций размером от 1 до 10 – 15 см, неравномерно распределенных в обломочных или карбонатных породах;

2) зернистые фосфориты сложенные мелкими (1–2 мм), но различимыми невооруженным глазом зернами, включенными в обломочные или карбонатные породы, часто содержащие также фосфатизированные раковины;

3) пластовые фосфориты: — массивные породы из мельчайших зерен (0,05–0,3 мм) или оолитов довольно чистого фосфатного вещества, сцементированных фосфатно-карбонатным или фосфатно-кремнистым цементом. В этом типе содержание фосфорно-кислого кальция иногда достигает до 95 % от массы породы. Наиболее широко распространены морские фосфориты желвакового и пластового типов.

Желваковые фосфориты окрашены в светло-желтые до черных цвет: В них часто встречаются обломки костей, фосфатизированной древесины раковин, кремнистых губок, копролиты. Фосфаты часто замещают известковое вещество вмещающей породы.

Пластовые фосфориты чаще всего имеют мелкозернисто-оолитовую, реже крупнозернисто-пизолитовую или однородную тонкокристаллическую

структуру. Они не слоисты и по внешнему виду напоминают кремни, мелазернистые песчаники, битуминозные известняки. Пластовые фосфориты хр. Малый Каратау в Южном Казахстане залегают сплошными правильными пластами, с поверхности обычно раскалывающимися по вертикальным отдельностям. Они окрашены в черный или серый цвет и с поверхности иногда покрыты блестящей корочкой. Применяются фосфориты в сельском хозяйстве в качестве удобрений.

Сульфатно–галогенные породы.

Это характерная группа химических осадочных пород, состоящие из галоидных и сульфатных соединений натрия, кальция, калия и магния. Из них наиболее распространены гипсы и ангидриты, каменная и калийно–магнезиальные соли. Условия образования этих пород подробно рассматриваются в соответствующих разделах курса. Здесь же кратко отметим, что наиболее часто встречаются пластовые залежи гипса и ангидрита мощностью до 100 м и более, часто сопровождаемые каменной солью. Осадочные пласты каменной соли достигают мощности 10–15 м и более. Калийно–магнезиальные соли выпадают из растворов последними и встречаются сравнительно редко.

Каустобиолитами называют горючие ископаемые породы органического происхождения (от греч. *kaustikos* – горючий, *bios* – жизнь, *littos* – камень). Среди природных каустобиолитов встречаются гумусовые и сапропелевые породы и нефтяные битумы. Гумусовые (от лат. *humus* – земля) породы объединяют торф, бурые и каменные угли. Сапропелевые породы (от греч. *sapros* – гнилой, *pelos* – ил) объединяют сапропели, сапропелевые угли и горючие сланцы. Нефтяные битумы (от лат. *bitumen* – смола) объединяют нефтяные газы, нефти, парафиновые битумы, асфальты и генетически тесно с ними связанные пиробитумы.

2.3 Метаморфические горные породы

Метаморфизм – это ряд преобразований состава и строения, ранее возникших горных пород (осадочных, изверженных, а также ранее возникших метаморфических, а, следовательно, и слагающих их минералов) в глубинных зонах земной коры под воздействием высоких температур, давлений, а также воздействия горячих газов и водных растворов.

Проявление процессов метаморфизма происходит в течение больших промежутков времени, измеряемых миллионами и сотнями миллионов лет, когда даже незначительные по своей интенсивности факторы могут привести к большим изменениям.

Главными факторами для метаморфизма являются повышенные температура и давление. Обычно температура и давление действуют одновременно, но с разной интенсивностью, причем может быть резкое преобладание одного какого–нибудь фактора. Кроме того, давление может быть односторонне направленным и всесторонним – гидростатическим. Повышенная температура увеличивает химическую активность растворов, ускоряет химические реакции взаимодействия их с минералами и перекристаллизацию последних.

Раскаленная магма, внедряясь в породы земной коры и оказывая на них давление, приносит с собой много тепла и ряд веществ в парообразном или жидком состоянии, облегчающим реакции их с вмещающими породами. Наряду с высокотемпературным метаморфизмом наблюдаются случаи преобразования прежних минералов и образование новых при невысоких температурах – гидрометаморфизм.

Температуры образования типичных метаморфических пород принимаются в пределах 300°C – 400°C и до 1000°C, редко до 1200°C. Такое повышение температуры в земной коре может возникнуть как при внедрении в нее магмы и воздействии горячих растворов, так и в результате погружения при тектонических процессах участков (блоков) земной коры на большие глубины.

При метаморфизме, как правило, не происходит существенного расплавления пород, но изменяются минеральный и химический состав руд и горных пород, их физические свойства, а иногда и сама форма минеральных залежей. Например, из гидроокислов железа образуется магнетит или гематит, из опала – кварц, углистое вещество превращается в графит, известняк перекристаллизовывается в мрамор и происходят другие преобразования минералов и пород, приводя иногда к образованию месторождений полезных ископаемых.

Минералогический состав метаморфических пород очень разнообразен. Одни минералы встречаются как в исходных породах, так и в продуктах их изменения, другие – являются новообразованиями и специфичны для отдельных видов метаморфических пород.

Различают следующие виды метаморфизма: *контактовый и автометаморфизм, региональный и динамометаморфизм.*

Контактовый отмечается в зонах контакта внедряющихся в земную кору расплавленных магматических масс и вмещающих твердых пород. Здесь происходит воздействие как тепла от магмы на вмещающие породы, так и воздействием на них газов и растворов, выделяемых магмой, которые, с удалением от контакта, будут главной причиной перекристаллизации пород, возникновения новых минералов.

По периферии интрузивного массива возникает ореол измененных пород различной ширины: от нескольких миллиметров и сантиметров (у небольших тел) до сотен метров и единиц километров у больших интрузий. Эти изменения захватывают как внешнюю часть интрузивного массива, так и соприкасающиеся с ним породы кровли (вмещающие породы).

При контактовом метаморфизме часто происходят процессы метасоматоза – замещения одних минералов другими, но без изменения объема. Частным случаем контактово–метасоматического метаморфизма является образование скарнов, чаще всего – на контактах магматических пород (таких, как гранодиориты, кварцевые диориты) с известняками и доломитами. Скарны

состоят главным образом из силикатов кальция, железа, алюминия и других элементов. К скарнам иногда бывают приурочены крупные месторождения полезных ископаемых – железа, вольфрама, свинца и цинка, меди и т. д. (гора Магнитная на Урале).

Автометаморфизм это изменения магматических пород, происходящие вслед за их кристаллизацией. Они вызываются газовыми эманациями и гидротермальными растворами, мигрирующими из магматического очага и формирующегося интрузивного тела, в результате чего происходит переработка прежних минералов и образование новых. Миграция летучих компонентов обуславливает грейзенизацию, а горячих растворов – серпентинизацию, каолинизацию и другие явления. Грейзены представляют собой (обычно) массивы гранитов, переработанных пневматолито–гидротермальными процессами. В состав их, кроме кварца и светлой слюды, часто входят топаз, флюорит, турмалин и другие минералы.

При *контактном* метаморфизме (включая контактово–метасоматические и гидротермальное процессы) образуются следующие минералы: графит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, гематит, корунд и его разновидности (рубин, сапфир), магнетит, кварц, касситерит, вольфрамит, шеелит, кальцит, сидерит, апатит, полевые шпаты, пироксены (авгит), амфиболы (роговая обманка), слюды, гранаты, топаз, турмалин, серпентин, асбест, эпидот, оливин, тальк, каолинит.

Региональный метаморфизм (глубинный) охватывает огромные пространства. Он проявляется в совместном воздействии на горные породы высоких давлений и температур (в пределах 360°С – 1000°С), магматических расплавов и постмагматических растворов. Территории развития регионального метаморфизма приурочены к участкам земной коры, прошедшим геосинклинальную стадию развития. Для этого вида метаморфизма характерно образование таких минералов, как кварц, полевые шпаты, слюда, гранаты, турмалин, роговая обманка, эпидот, корунд, апатит, хлорит, магнетит, графит, которые входят в состав образующихся в этих условиях различных

метаморфических пород (гнейсы, кристаллические и метаморфические сланцы и т. д.).

При региональном метаморфизме образовавшиеся в экзогенных условиях богатые водой минералы переходят в безводные или бедные водой минералы. В результате регионального метаморфизма образуется ряд рудных минералов, иногда в промышленных количествах, например, железные руды в железистых кварцитах (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия).

Динамометаморфизм протекает без участия магмы при низких температурах (до 300°C – 400°C), но при высоком давлении. При этом виде метаморфизма происходят деформации, как сопровождаемые механическим раздроблением зерен минералов, так и без него. Образуются минералы, обладающие листоватыми, столбчатыми и игольчатыми формами, ориентирующиеся перпендикулярно направлению давления; возникает сланцеватость горных пород. Характерные минералы зоны динамометаморфизма – эпидот, альбит, слюды, хлорит, гранаты, тальк, кварц и другие.

Необходимо иметь в виду, что при метаморфизме, помимо высоких температур и давлений, большую роль играют гидротермальные процессы. В последних принимают участие как ювенильные воды, выделяемые остывающими магмами, так и вадозные воды поверхностного происхождения. Вместе с тем, ряд упоминавшихся выше минералов является типичным именно для метаморфизованных пород: амфиболы, пироксены, эпидот, гранаты, слюды, хлориты, графит, корунд, гематит, серпентин, асбест, тальк, каолинит. Часто содержание тех или иных минералов в метаморфической породе бывает настолько велико, что это отражается в ее названии, например, амфиболовые и пироксеновые гнейсы, биотит–хлоритовые сланцы, кварцево–слюдистые сланцы и другие.

Для всех процессов минералообразования (магматического, пегматитового, пневматолито–гидротермального, метаморфизма) характерно явление парагенезиса – природной ассоциации или совместного нахождения

минералов в природе, обусловленное общностью процессов их образования при сходных геологических и физико–химических условиях. Явление парагенезиса отражает последовательность выделения кристаллических фаз сначала из магматического расплава, затем из пегматитового остатка и пневматолито–гидротермальных эманаций, а также при осаждении минералов из водных растворов.

Среди структур метаморфических пород выделяют следующие главные типы:

- кристаллобластовые;
- катакластические;
- реликтовые.

Кристаллобластовые структуры возникают в результате полной перекристаллизации исходных пород. Процесс перекристаллизации в твердом состоянии называется кристаллобластезом, а минеральные зерна, образующиеся в результате такого процесса, – кристаллобластами.

По величине минеральных частиц различают крупнозернистую структуру (диаметр частиц более 5 мм), среднюю (1–5 мм), мелко – (0,25 – 1 мм) и тонкозернистую (менее 0,25 мм). По относительным размерам зерен кристаллобластовые структуры подразделяются на равномерно–зернистые и неравномерно–зернистые.

Среди неравномернозернистых структур по форме зерен выделяются *гранобластовая, лепидобластовая, нематобластовая, лепидогранобластовая, нематогранобластовая.*

Гранобластовая структура свойственна породам, сложенным более или менее изометричными зернами, характерна для роговиков, кварцитов, мраморов.

Лепидобластовая структура характеризует породы, состоящие, преимущественно из чешуйчатых или листоватых минералов. Типична для серицитовых, хлоритовых, слюдяных и других сланцев.

Нематобластовая структура определяется игольчатыми или волокнистыми минералами. Характерна для актинолитовых, силлиманитовых, дистеновых сланцев.

Структура породы, в которой наряду с изометричными зернами присутствуют чешуйчатые или игольчатые формы выделения минералов, называются *лепидогранобластовой* (биотитовые гнейсы) или *нематогранобластовой* (роговообманковые кристаллические сланцы).

К равномернозернистым структурам относятся *порфиробластовая* и *пойкилобластовая*.

Порфиробластовая структура характеризуется наличием относительно крупных зерен (порфиробластов) на фоне мелкозернистой основной массы породы.

Пойкилобластовая структура отличается неориентированными и незакономерно расположенными включениями одних минералов в более крупных зернах других минералов. Встречаются в скарнах, амфиболитах и др.

Катакластические структуры возникают под воздействием направленного давления, вызывающего дробление и перетирание пород. Среди катакластических структур различаются: брекчевидная, милонитовая и бластомилонитовая.

Брекчевидная структура характеризует породы, сложенные различными по величине угловатыми обломками, между которыми находится перетертый материал.

Милонитовая структура свойственна породам, основная ткань которых состоит из тонкоперетертого материала, имеющего параллельную ориентировку.

Бластомилонитовая структура возникает при частичной перекристаллизации перетертого материала, с образованием кристаллобластов, окруженных тонкоперетертым материалом.

Реликтовые структуры характерны для пород, не претерпевающих глубоких изменений, в которых наряду с новыми структурами сохранились элементы структур исходных пород.

Текстуры метаморфических пород

Текстурные особенности относятся к важнейшим отличительным признакам метаморфических пород. По взаимному расположению и форме зерен выделяются текстуры.

Сланцеватая текстура определяется параллельным расположением чешуйчатых и листоватых минералов, с чем связано развитие плоскостей сланцеватости.

Гнейсовая (гнейсовдная) текстура обусловлена параллельной ориентировкой таблитчатых или вытянутых зерен минералов при малом содержании чешуйчатых частиц.

Полосчатая текстура обусловлена чередованием полос различного состава и структуры, образование которых может объясняться наличием остаточной первичной слоистости исходных пород, но чаще является результатом метаморфической дифференциации (перераспределения минералов при перекристаллизации) и не совпадает со слоистостью.

Линзовидно–полосчатая – минералы разного состава скапливаются в виде вытянутых линз.

Пятнистая текстура определяется неравномерным, гнездовым распределением минералов; *волокнистая* – вытянутыми примерно в одном направлении волокнистыми и игольчатыми минералами; *очковая* – рассеянными в породе более крупными овальными зернами или агрегатами («очками») на фоне сланцеватой основной ткани породы; *плойчатая* – присутствием в породе мелких складок; *однородная* – неориентированным расположением зерен. В случае прочного однородного сложения породы текстура называется *массивной*.

Метаморфические горные породы классифицируются по происхождению, по минералогическому составу и по глубине образования (таблица 2.3).

Наиболее распространенными метаморфическими породами являются сланцы, кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты. Они залегают в форме слоев, линз и слоистых толщ, обычно интенсивно деформированных, смятых в сложные складки.

Глинистый сланец. Текстура тонкосланцеватая. Состоит из микроскопически не различимых глинистых минералов, кварца, иногда серицита, хлорита. Структура скрыто кристаллическая. Цвет серый до черного, зеленоватый, желтоватый, бурый, красноватый. Легко раскалывается на плитки с матовой поверхностью. Блеск тусклый, в воде не размокает. Прочность сравнительно невысокая.

Таблица 2.3– Классификация метаморфических горных пород

Название групп пород		Примеры породы
Регионально-метаморфические	Верхней зоны (эпизоны)	Филлиты, хлоритовые, тальковые, зеленые сланцы
	Средней зоны (мезозоны)	Слюдяные сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты
	Нижней зоны (катазоны)	Гнейсы, кварциты, мраморы
	Зоны ультраметаморфизма	мигматиты
Контактово-метаморфические	Собственно контактово-метаморфические	роговики
	Контактово-метосоматические	Скарны, грейзены
Динамометаморфические		Тектонические брекчии, милониты

Филлит, кровельный сланец. Текстура тонкосланцеватая. Состоит из кварца, иногда хлорита, биотита, полевых шпатов, кальцита. Цвет зеленый, серый, красноватый, бурый, черный, фиолетовый. Структура микрозернистая (микрочешуйчатая) полнокристаллическая. Легко раскалывается на плитки со слабым шелковистым блеском по плоскостям сланцеватости. Прочность средняя.

Слюдяной сланец. Текстура сланцеватая. Состоит преимущественно из слюд (мусковит, биотит), кварца, иногда граната, графита. Цвет белый, бурый, черный. Структура средне– или крупнокристаллическая (чешуйчатая). Легко расщепляется на тонкие пластинки с шелковистым блеском по плоскостям спайности. Блеск сильный. Прочность средняя.

Гнейс. Текстура полосчатая, реже очковая. Состоит из кварца, полевых шпатов, биотита, роговой обманки, иногда пироксена, граната, графита и др. Цвет серый, желтоватый, черный и др. Характерно чередование светло–серых или розовых (кварц, полевые шпаты) и темных полос (биотит, роговая обманка). В очковых включениях наблюдаются крупные кристаллы полевых шпатов среди более мелкозернистой массы. Структура зернисто–кристаллическая (средне– и крупнозернистая). По минеральному составу и свойствам близок к граниту, отличается от него текстурой. Переходные разновидности называются гнейсогранитами или гранитогнейсами. Прочность высокая.

Роговик. Текстура плотная массивная беспорядочная. Состоит из кристаллов кварца, биотита, полевых шпатов, граната, иногда роговой обманки, пироксена, магнетита. Цвет белый, буровато–, розовато–, светло–, темно–серый до черного, темно–зеленый. Структура мелкозернистая. Характерна значительная прочность и раковистый излом. Прочность исключительно высокая.

Грейзен. Текстура массивная беспорядочная. Состоит из кварца, мусковита, иногда турмалина, топаза, флюорита. Цвет белый, светло–серый, зеленоватый. Структура крупнокристаллическая с зубчатыми неровными очертаниями зерен кварца и чешуек слюды. Прочность высокая.

Кварцит. Текстура массивная, редко сланцеватая. Состоит в основном из зерен кварца, сцементированных кремнеземом (смесь опала, кварца и халцедона). Структура мелко– и тонко–зернистая; иногда зерна трудно различимы (сливной кварцит). Цвет белый, серый, желтый, красноватый, малиновый и др. Характерна очень большая прочность. Кварцитовидный

песчаник – переходная порода от песчаников к кварцитам (начальная стадия метаморфизации). Ножом не царапается. Оставляет след на стали и стекле.

Известковистый сланец. Текстура сланцеватая. Состоит из кальцита, хлорита, кварца или доломита и кварца. Переходная порода от известняка (доломита) к мрамору (начальная стадия метаморфизации).

Мрамор. Текстура массивная, полосчатая, реже сланцеватая. Состоит из кальцита, реже доломита, иногда с примесью графита, хлорита и др. Цвет белый, светло–серый, розовый, голубой, желтоватый, черный, пестрый. Структура тонко–, мелко–, средне– и крупнозернистая. Характерно бурное вскипание при действии 10 %-ной соляной кислоты. Доломитовый мрамор вскипает с соляной кислотой только в порошке или в нагретом виде. Прочность средняя. Легко царапается ножом.

Кварцево–серицитовый сланец. Текстура сланцеватая Светлый слюдяной сланец с преобладанием кварца и серицита – разновидности мусковита.

Хлоритовый сланец. Текстура сланцеватая. Состоит из хлорита, часто с примесью кварца, талька, слюд, полевых шпатов, граната. Цвет зеленый различных оттенков. Структура чешуйчато–зернистая или листовая. На ощупь жирный, раскалывается на пластинки Легко царапается ножом. Видны чешуйки или листочки хлорита. Кварц без увеличения заметен плохо. Окраска различная: розовая, серая, зеленая и др. Скальный грунт.

Тальковый сланец, талькит. Текстура сланцеватая, у талькита – массивная. Состоит из талька, кварца, иногда хлорита, слюд. Цвет белый, светло–серый, зеленоватый, желтоватый. Структура чешуйчато–зернистая. Жирный на ощупь, царапается ногтем. При наличии одного талька называется тальковый камень. Талькит содержит 75 – 99 % талька, кварц, рудные минералы. Структура мелкочешуйчатая.

Мрамор (от греч. «мarmorос» – блестящий). Метаморфическая горная порода. Образуется из известняка или доломита в результате контактового или глубинного преобразования. Мономинеральная: кальцит; иногда кварц, полевые шпаты, оливин, пирит. Окраска разнообразная, часто пятнистая с

красивым рисунком: белая (без примесей), серая, голубая, розовая, жёлтая (вызвана присутствием окислов и гидроокислов железа), чёрная (из-за графита), зеленоватая (если присутствует хлорит).

Структура полнокристаллическая, равномернозернистая. Поверхность зёрен ровная (спайность совершенная) Текстура массивная, сланцеватость не характерна. Порода имеет плотность 2600–2900 кг/м³. Прочность $R_{сж}$ 50–120 МПа, у мелкозернистого доломитизированного мрамора до 200 и более МПа. Бурно вскипает при взаимодействии с 10%-ной соляной кислотой, стекло не царапает (отличие от кварца, кварцита и яшмы). Слабо растворяется в воде в присутствии углекислого газа, но к выветриванию устойчив. Прекрасно полируется. В городских условиях начинает разрушаться через 20–130 лет, полное разрушение происходит через 100–1200 лет.

Входит в состав Балтийского и Украинского щитов, Сибирской плиты, Красноярского края, Урала, Алтая, Карелии, Армении, Грузии, Узбекистана, Азербайджана, Таджикистана, Киргизии, Дальнего Востока.

Применяется для облицовки внутренних частей зданий, а наиболее погодостойкие разности белого и серого цвета можно использовать для наружной облицовки. Применяется для декоративных и отделочных работ, из мраморного «песка» и «крошки» создают орнаменты и скульптурные изделия, декоративный облицовочный бетон. Отходы от получения штучного камня идут на заполнение мозаик. Минеральный порошок используется в производстве асфальтобетона, в чёрной металлургии при сооружении мартеновских печей. Применяется в стекольной и электротехнической промышленности, в дорожном строительстве, в качестве удобрения и сырья для выжигания извести. Электроизоляционный материал.

Кварцит назван по составу: 95–99% составляет кварц (SiO₂). Порода регионального метаморфизма кварцевых песков и песчаников. Представляет собой скопление зёрен кварца, скреплённых силикатным цементом, иногда содержит слюды, хлорит, железистые соединения. Окраска разнообразная, монотонная: розовая, серая, жёлтая, чёрная. Структура мелкозернистая,

скрытокристаллическая. Текстура массивная, плотная, реже сланцеватая. Порода имеет плотность 2800–3000 кг/м³. Прочность $R_{сж}$ 100–455 МПа. Излом раковистый, гладкий блестящий, поэтому обладает пониженным сцеплением с вяжущими веществами. Порода крепкая, звонкая. Поверхность зёрен неровная (спайность отсутствует). Твёрдость более 5, оставляет царапину на стекле (отличие от мрамора). Не боится огня, выдерживает температуру 1710°C – 1770 °C. Не реагирует с соляной кислотой (отличие от мрамора), устойчив против горячих щелочей, кислот, едких газов, «царской водки». Хрупкий, при раскалывании образует острые режущие рёбра. Обрабатывается с трудом, но даёт красивую полированную поверхность. Очень устойчив, разрушение в городских условиях начинается через 220–470 лет, полное разрушение – через 1600–1625 лет.

Не имеет больших площадей распространения. Встречается на западном берегу Онежского озера, на Урале, Кавказе, горных системах Сибири и Средней Азии, Карелии, Кривого рога, Курской магнитной аномалии, Алтая, Украины.

Кварцит – хороший строительный и облицовочный материал. (облицовка зданий, опор мостов). Абразив, щебень, бутовый камень, огнеупор и сырьё для производства динасового кирпича (выдерживает температуру 1550°C –1650 °C без деформации). Железистые кварциты – высококачественная железная руда.

Серпентинит (змеевик) назван так из-за зелёной пятнистой окраски, напоминающей шкуру змеи. Образуется из ультраосновных пород при воздействии на них водных растворов в зоне контакта. Состоит из минерала серпентина с примесью магнетита.

Структура скрытокристаллическая, текстура массивная. Плотность 2500–2700 кг/м³. Предел сопротивления сжатию составляет 65–125 МПа.

Серпентиниты встречаются на Урале, Кавказе, Закавказье, Восточной Сибири и др.

Плотные декоративно окрашенные разновидности серпентинита используются в качестве облицовочного и поделочного камня (для изготовления шкатулок,

чернильных приборов, столешниц и т. д). Может использоваться в качестве щебня для автодорог и заполнения бетонов.

Гнейс (от нем. Gneis. Синоним – гноец, – от слав. «гнилой»). Метаморфическая горная порода, образовавшаяся в результате процессов регионального, контактового или динамометаморфизма. Выделяют ортогнейсы, сформировавшиеся при перекристаллизации гранитов, и парагнейсы – продукты метаморфизации осадочных пород. По минералогическому составу аналогичен граниту: кварц, полевой шпат, слюды, амфиболы, пироксены и др. Окраска полосчатая светло–серая, зеленоватая. От гранита отличается строением. Структура гнейса зернисто–кристаллическая. Текстура плотная, полосчатая, ленточная, грубо– или тонкосланцеватые разности (отличие от гранита).

Порода имеет плотность 2400–2800 кг/м³. Прочность перпендикулярно сланцеватости $R_{сж}$ 80–180 МПа, параллельно сланцеватости значительно меньше, поэтому порода легко раскалывается по направлениям гнейсоватости. Маломорозостойкий, мало устойчив к выветриванию.

Добывается на Урале, в Восточной Сибири, в Карелии, на Кольском полуострове, в Украине, на Кавказе, в Средней Азии.

Хороший щебень для дорожного строительства, плохой для бетонов. Получают плиты, брусчатку, облицовку, бутовый камень.

Филлит (от греч. «филлитис» – листоватый). Глинисто–углистый сланец. Продукт начальной стадии регионального метаморфизма глин. В минералогическом составе филлита выделяют мелкочешуйчатые слюды, тонкозернистый кварц, полевые шпаты. Окраска породы серая, зеленоватая, красноватая, чёрная. Структура глинистая (зёрна размером около 0,005 мм). Текстура тонкосланцеватая. В воде не размокает, издаёт запах глины. На плоскостях раскола шелковистый блеск, обусловленный присутствием чешуек слюды (отличие от глинистого сланца).

Плотность 2600–2900 кг/м³. Особенностью сланцев является анизотропия (неравномерность) свойств по разным направлениям. В среднем $R_{сж}$ равно 170

кг/см² в направлении, параллельном сланцеватости и 260 кг/см² перпендикулярно ей.

Филлиты встречаются на Урале, Украине, Средней Азии, Восточной Сибири и других местах.

Иногда используется как кровельный материал.

Слюдяные сланцы состоят, главным образом, из зёрен кварца и хлорита, чешуек слюды. В отличие от филлитов зёрна этих минералов более крупные, и видны невооружённым глазом. Это породы более высокой степени метаморфизма. Названия слюдяным сланцам дают по типу слюд (биотитовые, мусковитовые, биотит–мусковитовые или двуслюдяные) или по вторичным минералам (гранатовые, хлоритовые и т.д. Окраска слюдяных сланцев светло–серая, зеленовато–серая, тёмно–серая. Структура у них кристаллически–зернистая, текстура сланцеватая.

Плотность 2500–2700 кг/м³. Слюдяные сланцы прочнее филлитов, особенно в направлении, перпендикулярном сланцеватости $R_{сж}$ 1200–1600 кг·с/см² (у водонасыщенных образцов прочность снижается на 30%). В толще эти породы очень сильно трещиноваты, и поэтому водопроницаемы.

Эти сланцы мало пригодны для применения в строительстве, иногда используются для получения тепло– и электроизоляционных плит.

Тальковые сланцы формируются, главным образом, из магматических пород основного состава (габбро, диабазов и т.д.) и состоят из чешуек талька. В этом случае окрашены в белый цвет. Могут содержать в разных количествах хлорит и мелкочешуйчатую слюду, роговую обманку, реже – другие минералы, что отражается на окраске породы.

Структура чешуйчатая, текстура сланцеватая. Жирные на ощупь. Плотность 2700–2750 кг/м³.

Тальковые сланцы распространены на Урале, Кавказе, в Восточной Сибири и др.

Тальковые сланцы находят применение в качестве сырья для производства огнеупоров, керамики, а так же в бумажной, резиновой и

парфюмерной промышленности. Нагреванием тальк может быть превращён в минерал форстерит.

2.4 Порядок выполнения практического занятия № 2

Занятие подразумевает выполнение следующих заданий.

Задание 1: Создать «Глоссарий» по теме не менее 30 слов.

Задание 2: При работе на занятиях студенту нужно взять по три образца магматических, осадочных и метаморфических горных пород из учебных коллекций и определить их свойства. Результаты исследований занести в таблицы.

Таблица 2.4 – Определитель магматических горных пород

№ магматической горной породы	Название породы	Глубинная или излившаяся	Цвет	Структура	Текстура	Минеральный состав	Происхождение	Применение

Таблица 2.5 – Определитель осадочных горных пород

№ Осадочной горной породы	Название породы	Размер и окатанность обломков (мм)	Тип цементации и состав цемента	Цвет и минеральный состав	Физико-механические свойства	Применение в строительстве

Таблица 2.6 – Определитель метаморфических пород

№ Мета- морфи- ческой гор- ной поро- ды	Назва- ние породы	Тип метамор- физма	Цвет	Минера- льный состав	Струк- тура	Текстура	Физико- механи- ческие свойства	Приме- нение

2.5 Контрольные вопросы

1. Какие породы относятся к липаритам.
2. Для каких магматических пород характерны призматическая, шаровая, подушечная, полиэдрическая формы отдельности.
3. При каких условиях образуются породы с пористой текстурой.
4. Какие формы залегания характерны для излившихся пород.
5. Каково практическое использование эффузивных пород.
6. Понятие о горной породе. Интрузивные и эффузивные породы.
7. Химический состав магматических горных пород.
8. Минералогический состав интрузивных пород.
9. Понятия "структура" и "текстура" горных пород. Распространенные структуры и текстуры интрузивных горных пород.
10. Какие породы относят к щелочным.
11. Назовите типы слоистости осадочных пород.
12. В чем отличие валуна от глыбы.
13. Что такое алевролит и аргиллит.
14. Чем отличаются известняки от доломитов.
15. В каких зонах моря (океана) осаждаются кремнистые осадки, но отсутствуют карбонатные.
16. Назовите способы образования хемогенных пород.
17. Перечислите породы битумного ряда.

18. Назовите месторождения каустобиолитов в Оренбуржье.
19. Перечислите энергетические факторы метаморфизма.
20. Назовите зоны метаморфизма, выделяемые по глубине.
21. Какие породы называются мигматитами.
22. В каком агрегатном состоянии находятся исходные породы при метаморфизме.
23. Классификация метаморфических пород.
24. Структуры и текстуры метаморфических пород.

3 Практическое занятие № 3. Физические свойства и химический состав подземных вод

Подземные воды всегда содержат растворенные и взвешенные в них вещества. Эти вещества поглощаются из воздуха выпадающими атмосферными осадками, выщелачиваются и растворяются из горных пород в процессе циркуляции подземных вод. в породах и переходят в водные растворы при взаимодействии подземных вод с живыми организмами.

Количество и качество растворенных и взвешенных в воде веществ обуславливают физические свойства вод и их химический состав.

3.1 Физические свойства подземных вод и методы их определения

К физическим свойствам подземных вод относятся: температура, прозрачность, цвет, вкус и запах.

Температура подземных вод колеблется в широких пределах и зависит от физико–географических условий района, особенностей питания и глубины залегания вод.

Наибольшие колебания температуры наблюдаются в подземных водах, залегающих близко к поверхности земли (грунтовые воды), в зоне сезонных и годовых колебаний температуры. В средних широтах годовые колебания температуры затухают на глубине 15–20 метров; глубже начинается слой постоянной годовой температуры. Ниже этого слоя температура подземных вод не испытывает годовые колебания и увеличивается с глубиной.

Температура воды часто дает возможность судить о происхождении воды, об условиях ее питания. Так, в высокогорных областях с постоянными ледниками и на территории распространения вечной мерзлоты подземные воды имеют наиболее низкую температуру, часто переохлаждены – ниже 0° .

Воды поднимающиеся со значительной глубины, и воды молодых вулканических областей иногда имеют температуру выше 100°С.

Измерение температуры природных вод производится термометрами различной конструкции. Так, для измерения температуры воды родников можно пользоваться термометром–пращом, которым определяют и температуру воздуха. Отсчет температуры следует делать, не вынимая термометра из воды.

Определение температуры воды колодцев и неглубоких скважин удобно производить ленивым термометром, с делением шкалы через 0,2°. Термометр заключен в металлическую оправу, нижняя часть которой расширена; промежуток между ртутным шариком и стенками оправы заполнен пробковыми крошками или каким–либо плохо проводящим тепло веществом.

Термометр опускают на шнуре в воду на десять минут, после чего вынимают и сразу же делают отсчет с точностью до 0,1°. При измерении температуры воды в глубоких скважинах термометр выдерживают в скважине около четырех часов.

Для измерения температуры воды колодцев и неглубоких открытых водоёмов удобно пользоваться термометром специальной конструкции из гидрологического института. Термометр имеет оправу с раздвижной щелью для шкалы и резервуар емкостью около 200 мл и нижнем конце оправы; вода заполняет резервуар и поэтому при поднятии термометра вверх показание его не изменяется. Отсчеты показания термометра следует делать, держа его вертикально на уровне глаз за верхний конец и не касаясь руками ртутного шарика.

Прозрачность обусловлена присутствием в подземных водах: взвешенных тонкодисперсных и коллоидных частиц минерального или органического происхождения. Взвешенные частицы образуются или при размывании горных пород, или от выпадения: коллоидальных соединений железа, алюминия, кремния и других: химических элементов.

Подземные воды в большинстве случаев прозрачны благодаря фильтрации воды через поры породы. В случае циркуляции воды по трещинам, особенно в карстовых областях, подземные воды могут обладать мутностью, иногда довольно большой.

По степени прозрачности различают воду: прозрачную, слабо опалесцирующую, опалесцирующую, слегка мутную и сильно мутную. Прозрачность воды следует определять сразу же после взятия пробы на месте, у источника, или через короткий промежуток времени, пока взвешенные частицы не начнут оседать на дно бутылки.

Качественно прозрачность находят, наливая в пробирку 10 мл исследуемой воды и наблюдая степень прозрачности сбоку или сверху вниз на темном фоне.

Количественно прозрачность воды можно определять цилиндром Геннера (высота цилиндра – 70 см, диаметр 2,5 см). Цилиндр наполняют водой и ставят на печатный текст; через кран у дна цилиндра сливают воду до тех пор, когда станет возможным чтение текста. Высота столба воды (в см), при которой текст читается, является показателем прозрачности.

Прозрачность воды открытых водоемов определяется диском Секки, который представляет собой свинцовый круг диаметром в 10 см, покрытый белой эмалевой краской. Диск прикрепляется к тросу, размеченному на сантиметры, и опускается с теневой стороны лодки в воду до предела видимости. Глубина видимости погруженного диска является мерой прозрачности воды исследуемого водоема.

Цвет подземных вод может сильно отличаться от цвета химически чистой воды и зависит от растворенных в ней веществ и взвешенных частиц минерального и органического происхождения. Так, болотные воды обычно имеют желтоватый оттенок, вызываемый органическими соединениями (гуматами): зеленовато-голубую окраску придают воде как соли закиси железа, так и свободная сера, образующаяся в результате окисления сероводорода,

присутствие в воде марганцевых соединений обуславливает темный цвет воды; сульфатобактерии вызывают красный оттенок ее.

Цвет воды обычно определяется у места выхода подземных вод на поверхность визуально или путем сравнения столба исследуемой воды (высотой до 30 см), налитой в цилиндр бесцветного стекла, с набором стандартных растворов или с набором стекол, соответственно раскрашенных.

Вкус подземных вод зависит от содержащихся в них растворенных минеральных и органических соединений. Вкусовые ощущения усиливаются при повышении температуры воды и увеличении концентрации растворенных соединений. Различные соединения вызывают неодинаковый вкус воды. Воды, содержащие значительные количества растворенных органических веществ, имеют сладковатый вкус; присутствие хлористого натрия придает воде соленый вкус, сульфата магния и натрия – горький; соли железа вызывают вяжущий (чернильный) вкус; растворенная в воде углекислота придает воде приятный освежающий вкус. Воды, содержащие небольшое количество растворенных соединений, обладают более приятным вкусом, чем воды, лишенные их.

Определение вкуса воды производится при температуре 12– 20° С.

Запах воды появляется благодаря присутствию в ней некоторых соединений. Так, значительное содержание гуминовых кислот придает воде болотный запах. Сероводородные воды имеют запах тухлых яиц. Совместное присутствие в воде сероводорода и углекислого газа ведет к образованию сероокиси углерода (COS), обладающей кисловатым запахом. Затхлый запах имеет вода в нечищенных колодцах, а также при гниении деревянного сруба.

Подземные воды сравнительно редко обладают запахом. Однако известны воды с запахом: рыбным, землистым, затхлым, болотным, сероводородным и кислым. По интенсивности различают запахи очень слабые, слабые, заметные, отчетливые и очень сильные.

Запах воды определяют в поле, сразу же после взятия пробы, а затем в лаборатории. Повторное опробование необходимо потому, что запах воды иногда меняется; например, запах сероводорода, обнаруженный у только что

взятой пробы, может через некоторое время исчезнуть, а вместо него появится кислый запах, за счет образования сероокиси углерода. При нормальной температуре воды большей частью ничем не пахнут, поэтому для определения запаха пробу воды следует нагреть в пробирке или колбе до 40 – 50°С.

3.2 Химический состав подземных вод

Подземные воды, циркулируя в горных породах, обогащаются газами, солями, коллоидальными веществами и микроорганизмами, которые придают воде определенный химический облик. Количество и состав компонентов, содержащихся в воде, зависит от многих факторов; главными из них являются; распространенность отдельных компонентов в земной коре, растворимость их, длительность соприкосновения подземных вод с вмещающими породами, температура, давление в земных недрах и т. д. Особенно важную роль в процессах формирования химического состава воды играет растворимость пород; она колеблется в широких пределах, зависит от содержания в породах тех или иных минералов, от сложения пород, плотности их и от других свойств. Наименьшую растворимость имеют массивные изверженные и метаморфические породы; продукты выветривания их обладают уже значительно большей растворимостью. Хорошо растворяются многие хемогенные осадочные породы и среди них такие простые соли, как хлориды, сульфаты и карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов. На первом месте по величине растворимости стоят хлориды, сульфаты и карбонаты щелочей, а наиболее низкую растворимость имеют сульфаты и карбонаты кальция.

Распространенность отдельных элементов также играет большую роль в процессах формирования химического состава подземных вод. Известно, что наиболее распространены O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H, Ti, C, Mn, Cl, S и P, составляющие основную массу земной коры (более 90 %).

Только широко распространенные элементы, образующие сравнительно легко растворимые в воде соединения, могут присутствовать в заметных количествах в подземных водах. Поскольку хлориды, сульфаты и карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов относятся к числу наиболее растворимых соединений и поскольку распространены они довольно широко, они являются главными компонентами химического состава подземных вод. Диссоциируя в воде, перечисленные соединения образуют ионы Ca, Na, K, Mg, Cl, SO₄, HCO₃ и CO₃, которые называются главными ионами. Различные сочетания этих ионов определяют химические типы подземных вод.

Кроме главных ионов в водах присутствуют второстепенные компоненты, содержащиеся в относительно малых количествах. Компоненты эти находятся в ионном, коллоидальном состоянии и в виде растворенных газов. Небольшие их количества обусловлены либо тем, что они мало распространены в земной коре, либо тем, что соединения их, хотя и широко распространены, характеризуются слабой растворимостью. Второстепенными компонентами являются ионы NO₂, NO₃, NH₄, Br, J, F, Li, Sr и т.д.; вещества, присутствующие в водах главным образом в коллоидальном состоянии, – это Fe, Al, SiO₂ и органические соединения, газообразные вещества, среди них газы, химически с водой не связанные, – N₂, O₂, CH₄, Ar, He и др., и газы (CO₂, H₂S), диссоциирующие в воде на ионы.

В особую группу выделяются компоненты, которые называют рассеянными, так как в водах они содержатся в ничтожно малых количествах. К ним относятся различные тяжелые металлы – Pt, Co, Ni, Си, Zn, Sn, Mo и прочие элементы, рассеянные в земной коре.

Взаимодействие растворенных в подземных водах веществ обуславливает реакцию воды, которая характеризуется величиной концентрации водородных ионов. Концентрация водородных ионов является мерой истинной кислотности воды. Концентрацию водородных ионов принято выражать через логарифм, взятый с обратным знаком, и обозначать символом рН. Следовательно, рН = lg[H⁻].

Суммарное содержание твердых растворенных веществ в подземных водах определяет так называемую общую минерализацию воды. Под общей минерализацией понимают сумму растворенных в воде соединений, найденных анализом. Нередко общую минерализацию выражают в виде сухого остатка, полученного при выпаривании воды, или же измеряют величиной удельного веса воды.

Определение перечисленных выше компонентов химического состава воды – главных, второстепенных и рассеянных – составляет содержание так называемого полного химического анализа воды, который выполняется при проведении детальных гидрохимических исследований. При общих гидрогеологических и геологических работах в подземных водах анализируются только главные ионы – Na, K, Ca, Mg, Cl, SO₄, HCO₃, CO₃ и некоторые из второстепенных компонентов – NH₄, NO₂, NO₃, Fe, H₂S и CO₂ (сокращенный химический анализ). Как в первом, так и во втором случаях определяются рН и величина минерализации воды.

Главные компоненты химического состава воды

Ионы щелочных металлов (Na+K). Из ионов щелочных металлов в подземных водах присутствуют главным образом ионы натрия; ионы калия содержатся в значительно меньших количествах, так как извлекаются растениями в качестве питательного вещества и, легко вступая в химические реакции, образуют труднорастворимые вторичные минералы.

Ионы натрия встречаются во всех подземных водах. В мало минерализованных водах содержание их выражается миллиграммами, реже десятками миллиграммов на 1 литр воды. По мере увеличения концентрации воды, из-за большой растворимости солей натрия, количество его резко возрастает и в высокоминерализованных водах натрий является обычно преобладающим среди катионов, достигая нередко десятков и сотен граммов на литр.

Источником натрия в подземных водах являются залежи хлористого натра и хлористый натр, рассеянный в породах, продукты, получающиеся при

разложении различного» рода алюмосиликатов, и, наконец, натрий может переходить в растворы подземных вод благодаря обменным реакциям между породами, содержащими в своем составе адсорбированный (поглощенный) натрий и водами, в которых присутствуют ионы кальция.

Ионы щелочноземельных металлов (Ca и Mg). Ион кальция встречается во всех подземных водах, однако содержание его лимитируется величиной минерализации воды, что обусловлено сравнительно слабой растворимостью наиболее распространенных солей кальция. Кальций является главным катионом маломинерализованных вод и уступает первое место натрию по мере роста минерализации подземных вод. Количество кальция и водах редко превышает 1 г/л и лишь в особой группе вод, называемых хлоркальциевыми, может достигать нескольких граммов на литр.

Источником кальция в подземных водах служат различные карбонатные породы (известняки, доломиты и пр.), широко распространенные в земной коре, и сульфаты (гипс, ангидрит), так же весьма часто встречающиеся среди осадочных пород.

Магний, подобно кальцию, присутствует во всех подземных водах. Так как большая часть солей магния обладает сравнительно хорошей растворимостью, естественно было бы ожидать значительных количеств магния в водах. Однако несмотря на то, то что по общему содержанию магний уступает только натрию, среди подземных вод почти не встречаются воды, в которых доминирующими катионами были бы ионы магния. Как правило, в маломинерализованных водах преобладает кальций, в сильноминерализованных – натрий. Магний же к увеличению минерализации относится довольно индифферентно, не поднимаясь выше одного грамма на литр, реже нескольких десятков граммов на литр в высокоминерализованных водах.

Такого рода геохимическая особенность магния объясняется, по-видимому, большой энергией, с которой удерживается магний при адсорбции его породами и, кроме того, поглощением магния растениями. Источником

иона магния в подземных водах являются доломиты, мергели и продукты выветривания некоторых минералов (биотита, оливина, амфибола и др.).

Присутствие в подземных водах солей кальция и магния (а также и других многозарядных катионов) обуславливает так называемую общую жесткость. Различают жесткость устранимую (временную) и неустраимую (постоянную). Под устранимой понимают жесткость, вызванную гидрокарбонатами кальция и магния. Кипячением воды временная жесткость устраняется благодаря тому, что при нагревании $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ разлагаются с выделением CO_2 и выпадением в осадок карбонатов кальция и магния. Реакция идет по схеме:



Присутствие солей кальция и магния всех остальных анионов, имеющих в воде (исключая гидрокарбонатный), обуславливает постоянную жесткость. Условно принято выражать жесткость в единицах, называемых градусами.

Один немецкий градус (H°) соответствует содержанию 10 мг СаО в 1 л воды. Такой способ выражения жесткости основывался на устаревшем принципе пересчета анализов воды в окисную форму. В последнее время жесткость начинают выражать через сумму мг-экв. Са и Mg (или всех многозарядных катионов), находящихся в 1 л воды.

По величине общей жесткости природные воды подразделяют на следующие группы:

Очень мягкие до 4° (до 1,4 мг-экв/л)

Мягкие..... 4 – 8° (1,43–2,86 мг-экв/л)

Умеренно жесткие 8 – 16° (2,86 – 5,72 мг-экв/л)

Жесткие 16 – 24° (5,72–8,58 мг-экв/л)

Очень жесткие > 24° (>8,58 мг-экв/л)

Ионы хлора (Cl'). Ионы хлора присутствуют во всех подземных водах, причем относительная роль их в анионном составе воды и абсолютное

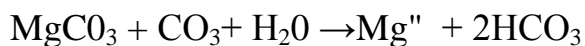
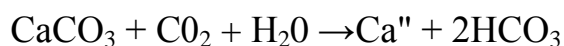
содержание растут по мере увеличения минерализации воды. В пресных подземных водах количество хлора может быть весьма малым, измеряясь миллиграммами на литр, тогда как в высоко концентрированных подземных водах и водах некоторых соляных озер содержание хлора может достигать до 200 г/л. Источником хлора в подземных водах является главным образом NaCl, в виде залежей и в рассеянном состоянии присутствующий в породах. Кроме того, хлор может поступать в воду при выветривании некоторых магматических пород, а также при разложении бытовых отходов.

Ионы сульфатные (SO_4^{2-}) распространены повсеместно в подземных водах (за исключением некоторых вод нефтяных месторождений). В водах со значительной минерализацией содержание сульфатных ионов обычно ниже, чем ионов хлора, но в большей части умеренно минерализованных и особенно маломинерализованных вод они являются преобладающими. Общее количество SO_4^{2-} в подземных водах может достигать нескольких граммов на литр, реже десятков граммов на литр. Источником накопления SO_4^{2-} в подземных водах служат главным образом гипс. Кроме того, SO_4^{2-} образуется за счет процессов окисления самородной серы, различного рода сульфатов и сероводорода.

Сульфатные ионы оказываются неустойчивыми в водах, так как в природных условиях они вовлекаются в сложный круговорот. При отсутствии кислорода, сульфаты могут быть восстановлены до сероводорода при участии органического вещества и сульфатредуцирующих бактерий. Этот процесс особенно характерен для вод нефтяных месторождений, вследствие чего некоторые нефтяные воды оказываются почти бессульфатными.

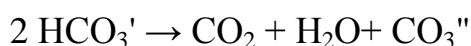
Ионы гидрокарбонатные и карбонатные (HCO_3^- и CO_3^{2-}) являются важной частью химического состава подземных вод и характерны главным образом для маломинерализованных вод. Источником появления этих ионов в подземных водах служат преимущественно карбонаты кальция и магния, широко распространенные в земной коре. $CaCO_3$ и $MgCO_3$ трудно растворимы в воде и могут перейти в раствор только в присутствии CO_2 .

Растворение карбонатов идет по схеме:



Как видно из приведенных реакций, содержание в водах HCO_3^- , CO_3^{2-} и CO_2 взаимно обусловлено и, согласно условиям химических равновесий, зависит от величины рН раствора.

В кислой среде существование HCO_3^- и CO_3^{2-} невозможно, преобладающей формой при кислых значениях рН будет свободная CO_2 ; в среде нейтральной и слабощелочной совместно присутствуют свободная CO_2 и HCO_3^- и, наконец, при ярко выраженных щелочных значениях рН, основной формой становится CO_3^{2-} , тогда как количество свободной CO_2 резко уменьшается. Поскольку переводение карбонатов в раствор и нахождение их в водных растворах в виде HCO_3^- возможно лишь в присутствии свободной углекислоты, ту часть свободной CO_2 , которая способна переводить карбонаты в раствор, называют агрессивной углекислотой. Углекислоту, поддерживающую HCO_3^- в растворе, называют равновесной. HCO_3^- и CO_3^{2-} нередко условно называют: первый – полусвязанной углекислотой, второй – связанной углекислотой, так как HCO_3^- сравнительно легко (например, при кипячении) разлагается с выделением CO_2 по следующей схеме:



В то же время разложить CO_3^{2-} кипячением невозможно, поэтому считается, что CO_2 в карбонатном ионе связана более прочно, чем в гидрокарбонатном.

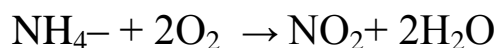
Таким образом, в подземных водах углекислота может присутствовать в виде свободной, складывающейся из агрессивной, и равновесной, а также в виде полусвязанной – CO_3^{2-} (ион гидрокарбонатный) и связанной – CO_3^{2-} (ион карбонатный).

Количество всех перечисленных форм CO_2 лимитируется величиной рН. Поскольку наиболее частные значения рН для подземных вод лежат в интервале от 6 до 8,5, естественно, что преобладающими в подземных водах будут CO_3^{2-} и связанная с ними равновесная углекислота. Содержание CO_3^{2-} в

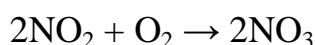
подземных водах составляет обычно десятки и сотни мг/л, не поднимаясь выше 1 г/л (исключением являются некоторые группы щелочных вод, где количество CO_3^{2-} может достигать десятков г/л), В то же время CO_3^{2-} для большинства подземных вод не характерен, содержится в них в ничтожном количестве или даже отсутствует, и только в сильно щелочных водах, имеющих рН больше 10, CO_3^{2-} начинает преобладать среди всех форм уголекислоты, измеряясь в высокоминерализованных водах сотнями и даже тысячами мг/л.

Второстепенные компоненты химического состава воды

Соединения азота (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-) содержатся в подземных водах обычно в весьма малых количествах. Присутствие их чаще всего является показателем загрязнения воды, так как соединения азота попадают в воду, главным образом в результате распада органических веществ животного и растительного происхождения, имеющих в своем составе белок. Конечным продуктом распада белковых веществ является аммиак. Поэтому NH_4^+ присутствует в количестве до нескольких миллиграммов на литр в подземных водах верхних водоносных горизонтов, находящихся вблизи пашен и различного рода населенных пунктов, где возможно попадание в воду продуктов гниения. В очень больших количествах (до сотен мг/л) NH_4^+ встречается в подземных водах нефтяных месторождений. В присутствии кислорода (в зоне аэрации) NH_4^+ довольно неустойчив и под влиянием различных физико-химических и биохимических факторов переходит в другие формы соединений азота. Так, при действии кислорода и особых бактерий NH_4^+ окисляется в нитритный ион (NO_2^-) по реакции:



Содержание NO_2^- в подземных водах, особенно в верхних водоносных горизонтах в случае их загрязнения, может достигать сотых и десятых долей мг/л. NO_2^- подобно NH_4^+ , также является весьма неустойчивым и под действием кислорода и бактерий окисляется до нитратов по реакции:



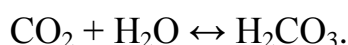
Ионы NO_3 встречаются в подземных водах в несколько больших количествах, чем NO_2 . Содержание их в верхних водоносных горизонтах может достигать нескольких десятков мг/л.

Присутствие NH_4^+ и NO_2^- в подземных водах указывает на свежее загрязнение воды, тогда как наличие NO_3^- свидетельствует о загрязнении, бывшем ранее.

Железо (Fe^{2+} , Fe^{3+} , *Fe коллоид*) довольно часто встречается в подземных водах, но в весьма ограниченных количествах. Количество железа лимитируется величиной pH. Ионное железо устойчиво только в кислой среде, окисное (Fe^{3+}) при pH не выше 2 и закисное (Fe^{2+}) при pH не выше 5,5. Железо в коллоидальном состоянии может присутствовать и при более высоком значении pH. Устойчивость коллоидального железа в растворе увеличивается при содержании в воде гумусовых веществ. Железо поступает в подземные воды из различных горных пород, в которых оно широко распространено, хотя часто и в очень малых количествах.

Переход железа в водный раствор осуществляется в природных условиях под действием окислителей и различного рода кислот. Содержание закисного железа в подземных водах обычно превышает 1 мг/л и лишь в некоторых водах (кислых) может достигать до десятков и сотен мг/л. Закисное железо является неустойчивым в присутствии кислорода, поэтому при выходе подземных вод на поверхность наблюдается переход закисного железа в окисное, а затем выпадение окисного железа в виде ржаво-охристого осадка хлопьевидного гидрата окиси железа.

Углекислота (CO_2) находится в воде главным образом в виде растворенных молекул газа. Однако около 1 % от общего числа молекул CO_2 вступает в химическое взаимодействие с водой, образуя угольную кислоту. Реакция идет по схеме:



Углекислый газ имеется во всех подземных водах, причем количество его лимитируется величиной pH. Содержание углекислого газа в подземных водах

колеблется от нескольких десятых долей до сотен мг/л. CO_2 в водах накапливается за счет процессов окисления органического вещества и сложных геохимических реакций, происходящих в глубоких недрах земной коры.

Свободная углекислота – очень важный компонент химического состава подземных вод. Она придает воде освежающий вкус, поддерживает в растворенном состоянии гидрокарбонатные ионы и обуславливает агрессивные свойства воды.

Сероводород (H_2S) может находиться в подземных водах как в виде молекулярного растворенного газа H_2S , так и в виде ионов сероводородной кислоты и ее солей. Накопление H_2S в подземных водах происходит различными путями: за счет разложения в анаэробных условиях белоксодержащих веществ, в результате взаимодействия органического вещества (битума, грязей, нефти) с сульфатными водами, при воздействии растворенной в воде CO_2 на пирит и, наконец, значительное количество H_2S выделяется с вулканическими газами.

В подземных водах H_2S большей частью отсутствует или содержится в виде ничтожных следов, Сравнительно много H_2S (десятки мг/л) имеется в верхних водоносных горизонтах, если они загрязнены различными органическими остатками; сотни мг/л H_2S находятся в водах нефтяных месторождений и в водах некоторых минеральных источников горных районов.

Реакция воды (pH)

Величина pH в подземных водах зависит от содержания в них различных форм угольной кислоты, от присутствия органических кислот, гидролиза солей и т. п. Большинство природных вод имеет pH в пределах от 6 до 8,5. Повышенной кислотностью (pH ниже 6) характеризуются болотные, рудничные воды и воды некоторых минеральных источников. Щелочные воды встречаются в районах, где распространены изверженные породы и солонцеватые разности осадочных пород, а также типичны для некоторых нефтяных месторождений. Щелочной реакцией нередко обладают

высокоминерализованные грунтовые воды засушливых территорий, где значение рН может достигать 9 – 10.

Для понимания химических процессов, протекающих в подземных водах, величина рН имеет большое значение. Она обусловлена взаимодействием растворенных солей и газов и поэтому служит критерием возможности существования в водных растворах некоторых компонентов (CO_2 , HCO_3' , CO_3' , Fe и т. д.).

Общая минерализация воды

Величина общей минерализации в подземных водах колеблется в весьма широких пределах – от десятков мг/л до нескольких сотен г/л. В.И. Вернадский разделил природные воды по минерализации на следующие группы: воды пресные, с минерализацией меньше 1 г/л; воды соленые, с минерализацией от 1 до 50 г/л; рассолы, с минерализацией больше 50 г/л.

Воды соленые иногда делят на воды солоноватые, содержащие от 1 до 10 г/л растворенных веществ, и очень соленые, содержащие их от 10 до 50 г/л.

Минерализация представляет собой весьма важную величину, дающую возможность судить об общем гидрохимическом шикке воды. Известно, что пресные воды большей частью содержат в числе преобладающих анионов гидрокарбонаты, а из катионов щелочноземельные металлы. Солоноватые воды являются сульфатными, а соленые и рассольные воды минерализованы главным образом за счет хлоридов натрия и хлоридов кальция.

3.3 Формы выражения химического состава подземных вод

По В.А. Всеволожскому, количественную характеристику состава подземных вод принято давать в "концентрационной" форме и выражать количеством вещества, приходящегося на единицу объема, или для рассолов с высокой плотностью – массы природного раствора.

Для выражения результатов химических анализов обычно используются следующие три формы:

1) *весовая* (г/л, мг/л, г/кг, мг/кг); последняя (мг/кг) – примерно соответствует принятой в зарубежной литературе единице ppr ("parts per million" – частей на миллион); для газов (мл, л/кг);

2) *эквивалентная* (мг–экв/л, г–экв/л, мг–экв/кг, г–экв/кг) вычисляется делением массы вещества на его эквивалентную массу;

3) *процент–эквивалентная* (%–экв) – доля (%) каждого иона в общей (принимаемой обычно за 200 %) сумме миллиграмм–эквивалентов ионов одного знака (катионов или анионов). Эта форма позволяет сравнивать химический состав подземных вод разной минерализации и оценивать относительную роль каждого иона в их составе.

В связи с переходом на Международную систему единиц (СИ) привычные для гидрогеологов обозначения должны быть изменены (таблица 3.1). Вместо терминов "вес" и "весовая концентрация" теперь следует употреблять термины "масса" и "массовая концентрация". Объем рекомендуется выражать не в литрах, а в кубических дециметрах. За основную единицу количества вещества принят моль.

Таблица 3.1 – Сопоставление традиционных и новых форм выражения химических анализов подземных вод

Традиционная	В международных единицах СИ
Весовая концентрация: г/л, мг/л, мкг/л	Массовая концентрация: г/дм ³ , мг/дм ³ , мкг/дм ³
Грамм (миллиграмм) - эквивалент: г- экв/л, мг-экв/л	Мольная концентрация: моль/дм ³ , ммоль/дм ³ , мкмоль/дм ³
Процент-эквивалент: %-экв	Процент-моль: %-моль

Весовая форма

Весовая форма представляет собой выражение ионно–солевого состава подземных вод в виде весовых (массовых) количеств отдельных ионов в миллиграммах или граммах на 1 литр воды (дм³), на 1 кг воды в зависимости от ее общей минерализации. Весовая (массовая) форма выражения является исходной для других форм выражения химического состава воды и широко используется при гидрохимических исследованиях.

Эквивалентная форма

Эквивалентная форма (молярная форма) – разновидность ионной формы. Эквивалентная форма изображения состава вод имеет широкое распространение. Она дает возможность получать точное представление о химизме и химических свойствах воды, контролировать результаты данного анализа и путем расчета определять содержание некоторых ионов, *например* иона–натрия – Na^+ .

Эквивалентная форма основана на том положении, что ионы в растворе реагируют между собой не в равных весовых количествах, а в эквивалентных количествах, зависящих от массы иона и их валентности.

Эквивалентом или эквивалентным весом иона называется частное от деления его ионной массы на валентность. *Например*, эквивалент иона–натрия (Na^+) равен 23/1, иона–хлора (Cl^-) равен 35,5/1, иона–кальция (Ca^{2+}) – равен 40/2. Следовательно, при реакции реагируют не 1 грамм иона–натрия (Na^+) с одним граммом иона–хлора (Cl^-), а один эквивалент Na^+ с одним эквивалентом Cl^- .

Для перехода от весовой ионной формы к миллиграмм–эквивалентной форме необходимо *число миллиграммов каждого иона разделить на его эквивалентный вес или помножить на коэффициент*, представляющий величину, обратную эквивалентному весу. Приводим пересчетные коэффициенты для наиболее распространенных в подземных водах ионов (таблица 3.2).

Таблица 3.2 – Пересчетные коэффициенты для наиболее распространенных в подземных водах ионов

№	Ионы	Ионная масса	Валентность	Пересчетные коэффициенты	
				Эквивалент (эквивалентный вес)	Коэффициент обратный эквивалентному весу
1	Cl^-	35,5	1	35,5	0,0282
2	SO_4^{2-}	96,0	2	48,0	0,0208
3	HCO_3^-	61,0	1	61,0	0,0164
4	Na^+	23,0	1	23,0	0,0435
5	Mg^{2+}	24,4	2	12,2	0,0822
6	Ca^{2+}	40,0	2	20,0	0,0499
7	K^+	39,1	1	39,1	0,0256

Если содержание какого-либо иона выражают в эквивалентной форме, то перед символом иона ставят знак "r" (реагирующая величина).

В электронейтральном растворе сумма анионов, выраженная в эквивалентной форме, мг-экв/л (ммоль/дм³), равна соответственно сумме катионов: $Sr_A = Sr_K$. Несоответствие их свидетельствует о погрешностях анализа.

Процент-эквивалентная форма

Процент-эквивалентная (процент-мольная) форма является конечной разновидностью ионной формы выражения анализов. ***Она может быть получена из эквивалентной формы (мольной формы)***. Эта форма представляет собой относительный метод изображения состава воды, показывающий не содержание тех или иных ионов в том или ином количестве воды, а относительную долю, занимаемую разными ионами во всей ионно-солевой массе.

Сумму всех ионов, взятых в эквивалентной форме принимают за 200 % или суммы анионов и катионов (в мг-экв) – за 100 % каждую и затем вычисляют процентное содержание каждого иона от общей суммы в %-экв форме, или от суммы анионов или катионов.

Данная форма выражения наглядно показывает ионно-солевой состав, соотношения между ионами, а также позволяет устанавливать черты сходства вод, различающихся по величине минерализации.

Процент-мольная (%-экв) форма выражения химических анализов воды, кроме того, широко используется для представления их результатов в специфической, применяемой только для анализа природных вод, краткой форме — так называемых формул химического состава.

Процент-мольная форма выражения анализов используется для их графического представления на гидрогеологических и гидрогеохимических картах, разрезах, графиках.

3.4 Изображение химического анализа подземных вод

Формула Курлова

В практике производственных лабораторий для обозначения единичных химических анализов широко используется формула М.Г. Курлова, предложенная М.Г. Курловым еще в 1921 г. для компактного представления сведений о минеральных водах и применяющейся до настоящего времени.

Формула Курлова представляет собой псевдодробь (ложную дробь, так как операция деления не производится), в числителе которой записывают анионный состав воды в процент–мольной форме (в %-моль, %-экв) в убывающем порядке, а в знаменателе – катионный состав в таком же порядке.

Запись формулы М.Г. Курлова показана ниже в виде формулы 3.1:

$$AM \frac{\text{анионы}}{\text{катионы}} pH; T; Q, \quad (3.1)$$

где А — специфический элемент, содержащийся в воде, мг/дм³, мг/л;

М — общая минерализация, г/дм³, г/л;

Т — температура воды, °С;

Q — расход источника (дебит скважины), л/сут, м³/сут.

В формуле Курлова обычно указывают лишь те ионы, концентрация которых превышает 10, иногда 20 %.

Перед дробью ставится прописная буква М (минерализация), данные записываются до первого десятичного знака (в г/дм³).

Кроме ионного состава формула включает сведения о газах, специфических компонентах и недиссоциированных молекулах (например, Вг, I, H₄SiO₄) в составе воды. Эти данные (в мг/дм³) проставляются перед величиной минерализации слева от псевдодробы.

Сведения о реакцию воды – рН, температуре – Т (°С) и дебите Q или суммарном дебите QΣ (л/сут) указываются справа от псевдодробы.

В наименование состава воды включаются анионы и катионы, содержание которых превышает 25 %-моль (%-экв). Наименование химического состава воды обычно включает два слова, которые определяют преобладающие анион и катион и записывают через дефис.

Метод треугольных координат (график Ферре)

Для отображения химического состава подземных вод удобно использовать метод равносторонних треугольников Ферре или метод треугольных координат.

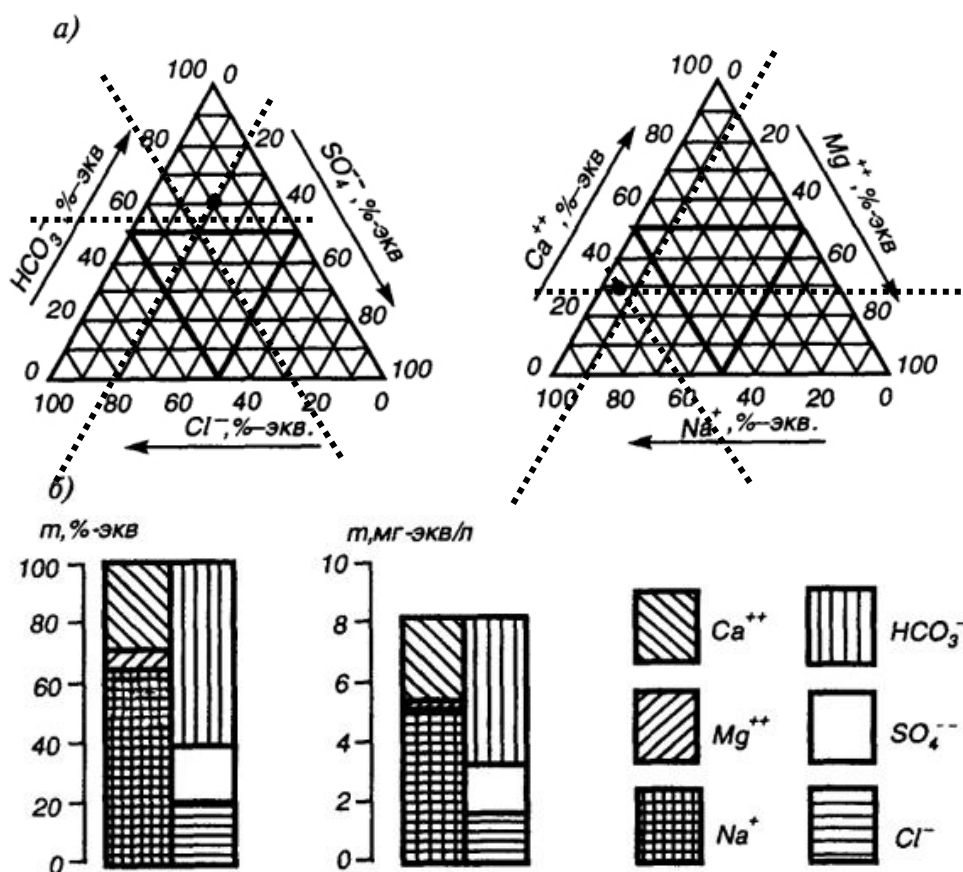
На каждом графике–треугольнике Ферре можно показать соотношение трех компонентов (анионов и катионов), а при большем их количестве, близкие по химическим составам компоненты объединяются в родственные группы: например, калий с натрием (например, $\sum Na^+ + K^+$), хлор с нитратным ионом и т.д. (рисунок 3.1, а).

Для выражения анионов используется один треугольник, а для выражения катионов – другой. При этом стороны треугольников разбиты на десять равных отрезков, через которые проводятся параллельные линии. Каждый отрезок соответствует 10 процентам содержания компонентов. Стороны треугольника принимают за нулевую линию, противоположные им вершины за 100 %.

Точки, соответствующие содержанию компонентов в пределах от 0 до 100 %-экв разместятся на линиях 10, 20 и т.д., а при содержании компонентов 100 %-экв результат анализа займет вершину треугольника. Если какой–то компонент отсутствует, то результат его будет находиться на нулевой линии. По данному графику можно определить место подземных вод по классификации.

При сопоставлении целого ряда анализов и выяснении генезиса вод с помощью треугольников Ферре можно отдельно выделять воды хлоридные, гидрокарбонатные и сульфатные, натриевые, кальциевые и магниевые.

В частности, в литературе сейчас встречается уже устаревшая, так называемая солевая форма выражения анализа в виде графика–прямоугольника (рисунок 3.1, б).



Условные обозначения: а) метод треугольных координат (график Ферре – треугольники анионного и катионного состава): б) метод прямоугольных колонок (графики–диаграммы солевого состава), где: t – содержание ионов, в %-экв. и мг-экв/л.

Рисунок 3.1 – Графические результаты отображения химического анализа подземной воды

Ионы на нем нанесены в порядке уменьшения растворимости. Однако в связи с тем, что процессы формирования химического состава являются значительно более сложными, нежели простое растворение, с генетической точки зрения эта форма выражения анализов не вполне корректна.

Химическую типизацию и классификацию подземных вод проводят, в основном, **по макрокомпонентам**.

В классификации, предложенной О.А. Алекиным, подземные воды разделены на классы, группы и типы в зависимости от преобладающих ионов и соответствий между главными ионами (рисунок 3.2). Преобладающим считается ион, содержание которого превышает 10 %-экв.

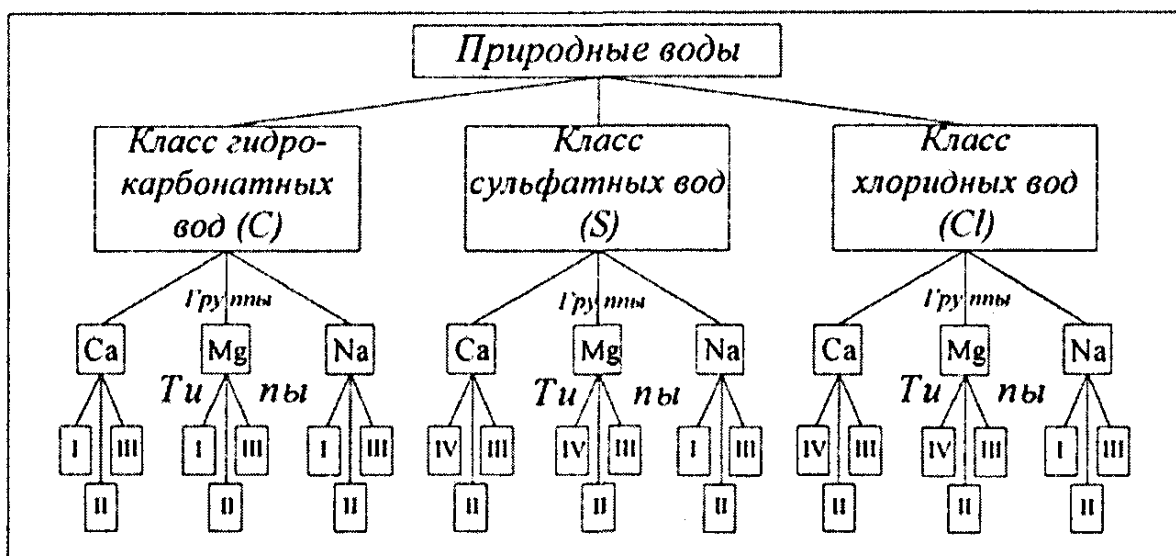


Рисунок 3.2 – Химическая классификация подземных вод

По преобладающему аниону выделены классы вод: гидрокарбонатных (HCO_3), сульфатных (SO_4^{2-}) и хлоридных (Cl).

По преобладающему катиону – кальциевую, магниевую и натриево-калиевую (натрий и калий рассматриваются совместно) группы.

По классификации О.А. Алекина, класс воды обозначается химическим символом по главному аниону (C, S, Cl), группа – химическим символом по преобладающему катиону (Ca, Mg, Na), тип обозначается римской цифрой.

Например, $\text{C}_{\text{II}}^{\text{Ca}}$ означает: класс гидрокарбонатных вод, группа кальция, тип второй; $\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$ – класс хлоридных вод, группа натрия, тип третий.

3.4 Пример обработки результатов химического анализа подземных вод

Дано:

1. Температура воды – $T = 28 \text{ }^\circ\text{C}$.
2. Приток воды или дебит воды – $Q = 130 \text{ м}^3/\text{сут}$.
3. Концентрация водородных ионов ($\text{pH} = 5,6$).
4. Мольное содержание анионов и катионов ионов в воде, ($\text{ммоль}/\text{дм}^3$, $\text{мг-ЭКВ}/\text{л}$).

5. Ион двухвалентного железа – $\text{Fe}^{2+} = 0,45$ (ммоль/дм³, мг–экв/л).
6. Свободный $\text{CO}_2 = 2$ (ммоль/дм³, мг–экв/л).

Проведение обработки результатов химического анализа выполнялось при следующей последовательности:

1. Пересчитаны данные анализа из мольной формы (ммоль/дм³, мг–экв/л) в массовую ионную форму (мг/дм³, мг/л).
2. Вычислена погрешность анализа.
3. Определено содержание каждого компонента в процент–мольной форме (%–моль, %–экв).
4. Вода классифицирована по степени минерализации (г/дм³, г/л).
5. Вода классифицирована по агрессивности, по специфическим компонентам в составе воды и газовому составу.
6. Вычислена жесткость воды (ммоль/дм³, мг–экв/л).
7. Записан анализ воды в виде формулы М.Г. Курлова, определен тип воды и дано ее название.
8. Графически систематизирован химический анализ подземных вод по треугольникам Ферре.

Примечание – На рисунке 3.2.а представлено изображение состава воды графическим методом равносторонних треугольников, в соответствии с процент–эквивалентным содержанием ионов в воде, указанных в таблице 3.3.

В таблице 3.3 показаны результаты стандартного химического анализа воды на примере пробы, отобранной из скважины № 6, расположенной на территории ОГПЗ.

Примечание – Теоретически суммы анионов и катионов, выраженные в мольной форме (ммоль/дм³, мг–экв/л) должны быть равны, поэтому для определения погрешности обычно пересчитывают данные анализа из массовой ионной формы (мг/дм³, мг/л) в мольную форму (ммоль/дм³, мг–экв/л), используя пересчетные коэффициенты (таблица 3.2).

Таблица 3.3 – Физические свойства и химический состав подземной воды

Проба воды	Глубина отбора	Запах	Мутность	Цветность	pH	T °C	Q, м ³ /сут
	7,5 м	б/з	мутная	б/ц	5,6	28	130
Солевой состав							
Компоненты	Единица измерения					<i>Переводной коэффициент</i> (см. таблицу 3.2)	
	Общая минерализация		Содержание на 100 г воды				
	<i>расчет</i>		<i>расчет</i>	<i>дано</i>	<i>расчет</i>		
Ионы	тип воды	г/дм ³ ; г/л	мг/дм ³ ; мг/л	ммоль/дм ³ ; мг-экв/л	%-моль; %-экв	Эквивалент	
Cl ⁻	-	-	568,0	16	20	35,5	
SO ₄ ²⁻	-	-	768,0	16	20	48,0	
HCO ₃ ⁻	-	-	2928,0	48	60	61,0	
Na ⁺	-	-	1150,0	50	62	23,0	
Mg ²⁺	-	-	61,0	5	6	12,2	
Ca ²⁺	-	-	480,0	24	30	20,0	
K ⁺	-	-	50,8	1,3	2	39,1	
Сумма (а+к)	-	-	6005,8	160,3	200	-	
Fe ²⁺	-	-	0,45	-	-	-	
NO ₂ ⁻	-	-	-	-	-	-	
CO ₂	-	-	2	-	-	-	
М	сильно-солончатая	5,0	-	-	-	-	

Например, пересчет гидрокарбоната-иона в мольную форму (ммоль/дм³) равен: $(2928,0 \cdot 0,0164 = 48,0 \text{ ммоль/дм}^3)$ или $(2928,0 / 61,0 = 48,0 \text{ ммоль/дм}^3)$, где 2928 мг/дм³ – это массовое содержание гидрокарбоната-иона по данным проведенного анализа, а 0,0164 и 61,0 – пересчетные коэффициенты.

Порядок расчета

Ниже приводятся *подробные пояснения к расчетам* по обработке результатов химического анализа подземных вод, отображенные в вышележащей таблице 3.3.

1. Расчет ионов из мольной формы (ммоль/дм³, мг-экв/л) в массовую ионную форму (мг/дм³, мг/л).

Зная содержание в воде иона в мольной форме (ммоль/дм³, мг-экв/л), можно определить его содержание в массовой форме (мг/дм³, мг/л).

Например, содержание гидрокарбоната-иона в задании равно: $(48,0 \cdot 61 = 2928,0 \text{ мг/дм}^3 \text{ или мг/л})$, где 48,0 (ммоль/дм³, мг-экв/л), – *содержание иона по условию задачи*, 61,0 – *пересчетный коэффициент*.

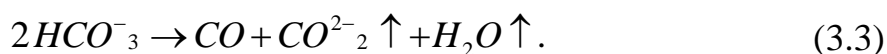
2. Для определения погрешности анализа воды отдельно суммируют содержание анионов и катионов в мольной (мл-эквивалентной) форме (ммоль/дм³, мг-экв/л). Сумма анионов равна 80,0 (ммоль/дм³, мг-экв/л), сумма катионов равна 80,3 (ммоль/дм³, мг-экв/л). Отсюда, относительная погрешность (X) анализа равна:

$$X = \frac{Sr_K - Sr_A}{Sr_K + Sr_A} \cdot 100\% = \frac{(80,3 - 80,0)}{(80,3 + 80,0)} \cdot 100\%. \quad (3.2)$$

3. Далее выражают химический состав воды в процент-мольной форме (%-моль, %-экв), приняв суммы анионов и катионов за 100 % каждую, и записывают по порядку в следующую графу таблицы.

Например, сумму анионов и катионов равную 160,3 (ммоль/дм³, мг-экв/л) принимают за 200 %, и, в частности, хлор-ион равен 16 (ммоль/дм³, мг-экв/л), его принимают за неизвестное процент-мольное число ($Cl^- = x$, в %-моль). Решая пропорцию, получаем значение хлора-иона в процент-мольной форме (%-экв), то есть, $Cl^- = x = (16 \cdot 200/160,3) = 20 \text{ %-экв}$, и т.д. для всех ионов.

4. В связи с тем, что при анализе воды сухой остаток не определялся, (то есть минерализация воды), вычисляют его приближенно. При выпаривании все не газообразные вещества, кроме гидрокарбоната-иона, переходят в сухой остаток. Гидрокарбонат-ион распадается по уравнению:



При этом в виде диоксида углерода и паров воды теряется около половины его массы (точно 0,508). Экспериментально определенный сухой остаток всегда больше вычисленного (с учетом $1/2 \text{HCO}_3^-$), иногда на 5÷12 %.

Учитывая это, общую минерализацию (сухой остаток) приближенно вычисляют с учетом поправочного коэффициента равного 1,1 по уравнению:

$$M \approx 1,1 \cdot (0,5 \cdot \text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+} + \text{K}^+), \quad (3.4)$$

или расчетная минерализация равна:

$$M \approx 1,1 \cdot [(0,5 \cdot 2928) + 568 + 768 + 1150 + 61 + 480 + 50,8] \approx 4996 \text{ мг} / \text{дм}^3 \approx 5,0 \text{ г} / \text{дм}^3. \quad (3.5)$$

5. Концентрация водородных ионов характеризует кислотно–щелочные свойства воды. Вода обладает *общекислотной агрессией* (pH = 5,6).

Классификация воды по общей минерализации, температуре и водородному показателю приведена в таблице 3.4.

6. Общую жесткость определяют как сумму катионов кальция и магния, выраженных в ммоль/дм³ или мг–экв/л, *например*:

$$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} = 24 + 5 + 29 \text{ ммоль} / \text{дм}^3). \quad (3.6)$$

По этому показателю данная вода классифицируется как очень жесткая (см. таблицу 3.4). Например, магнитная обработка воды резко снижает **образование** накипи на стенках котлов ТЭЦ.

7. В данном случае формула Курлова имеет такой вид:

$$Fe \ 0,45; CO_2 \ 2; M \ 5 \frac{\text{HCO}_3^- \ 60 \ \text{SO}_4^{2-} \ 20 \ \text{Cl}^- \ 20}{\text{Na}^+ \ 62 \ \text{Ca}^{2+} \ 30} \text{ pH} \ 5,6; T \ 28; Q \ 130. \quad (3.7)$$

Таблица 3.4 – Классифицируемые показатели подземных вод

Классифицируемые показатели			
По минерализации	измерение	По температуре	измерение
	г/дм ³ , г/л		°С
сверхпресные	< 0,2	переохлажденные	< 0
пресные	0,2 ÷ 1	холодные	0 ÷ 20
слабосоленоватые	1 ÷ 3	теплые	20 ÷ 37
сильносоленоватые	3 ÷ 10	горячие	37 ÷ 50
соленые	10 ÷ 35	весьма горячие	50 ÷ 100
рассольные	> 35	перегретые	> 100
По величине рН	измерение	По степени жесткости	измерение
	б/р		ммоль/дм ³
очень кислые	< 5	очень мягкие	< 1,5
кислые	5 ÷ 7	мягкие	1,5 ÷ 3,0
нейтральные	7	умеренно жесткие	3,0 ÷ 6,0
щелочные	7 ÷ 9	жесткие	6,0 ÷ 9,0
высокощелочные	> 9	очень жесткие	> 9

В наименование состава воды включаются анионы гидрокарбоната – HCO_3^- и катионы натрия и кальция – Na^+ и Ca^{2+} , содержание которых превышает 25 процент–молей (%–экв).

По этой записи воду следует называть: *вода* – железистая, углекислая, сильносоленоватая, *гидрокарбонатно–натриево–кальциевая*, кислая, теплая, очень жесткая. Вода высокодебитная, обладает *общекислотной агрессией*.

Все воды, согласно классификации Алекина (см. рисунок 3.3) делятся по преобладающему аниону на три класса:

I класс – гидрокарбонатный – **C** – ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$), он объединяет маломинерализованные воды рек, пресных озер и немногие озера с повышенной минерализацией;

II класс – сульфатный – **S** – (SO_4^{2-}), по распределению и минерализации занимает промежуточный характер между I и III классами;

III класс – хлоридный – **C1** – (Cl^-), объединяет минеральные воды морей, лиманов, реликтовых и материнских озер, подземные воды солончаковых районов, пустынь и полупустынь.

Распределение подземных вод на классы уточняется делением каждого класса на три группы по преобладанию одного из катионов: Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\Sigma\text{Na}^+ + \text{K}^+$. Каждая группа подразделяется на три типа по соотношению между миллимолями ионов (ммоль/дм³).

Вывод:

Учитывая общую минерализацию, химический состав, содержание ионов водорода (pH), температуру и вычисленную жесткость, а также соотношение всех компонентов, показанных на графиках–треугольниках Ферре, окончательно дают воде наименование.

Вода – железистая, углекислая, сильносолоноватая, ***гидрокарбонатно–натриевая***, теплая, кислая, очень жесткая. Вода высокодебитная, обладает ***общекислотной агрессией***.

Вода относится к типу 3а, а именно:

$\text{СГ} < \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$ или 16 мг–экв/л $< (50 + 5)$ мг–экв/л.

Итак, по классификации О.А. Алекина обозначение воды – $\text{С}_{III}^{\text{Na}}$ – ***класс гидрокарбонатных вод, группа натрия, тип третий***.

3.5 Оценка пригодности вод для различных целей

Оценка качества воды производится с учетом предназначения ее к использованию и исключения вредоносного влияния на окружающую среду. В практике горного дела природные (поверхностные и подземные), а также дренажные воды используются в качестве питьевых, хозяйственно–бытовых и технических. Наиболее жесткие требования предъявляются к питьевой воде.

Как отмечает А.М. Гальперин, требования к качеству хозяйственно–бытовых вод определяются принятой схемой водопользования и предназначения воды. Во всех случаях они не должны содержать токсичных веществ и иметь сильный запах, должны быть чистыми в бактериологическом отношении.

Подземные воды определенного состава могут оказывать разрушительное воздействие на различные строительные материалы, в том числе на бетонные сооружения и железные конструкции. Эта разрушительная способность подземных вод называется **агрессивностью**.

Разрушающее действие воды на бетон протекает в двух направлениях:

- 1) кристаллизация в бетоне новых соединений, сопровождаемая увеличением его объема и способствующая ослаблению или разрушению бетона;
- 2) выщелачивание из бетона составных частей, растворимых в воде.

Агрессивной является вода, содержащая сверх допустимого количества сульфаты и агрессивную уголекислоту. Различают сульфатную, магниальную, уголекислотную и кислородную агрессивности вод.

1. **Сульфатная агрессия** определяется содержанием ионов SO_4^{2-} .
2. **Магниальная агрессивность** вызывает разрушение бетонных конструкций при проникновении в него воды с содержанием Mg^{2+} более 1000 мг/л. Предельно допустимое его содержание в зависимости от марки цемента, ионов SO_4^{2-} , конструкции сооружения, гидрогеологических условий не должно превышать 750 мг/л.

Уголекислая агрессивность обусловлена высокой концентрацией, растворенной в воде уголекислоты.

3. **Кислородная агрессия** вызывается растворенным в воде кислородом и проявляется по отношению к металлам. Агрессия усиливается в присутствии уголекислоты.

Агрессивность природных вод оценивают также по временной жесткости (агрессивность выщелачивания) и содержанию водородных ионов (агрессивность общекислотная).

4. **Выщелачивающая агрессивность** проявляется в выщелачивании карбонатов, главным образом карбоната кальция (известки CaCO_3) и оценивается **гидрокарбонатной щелочностью**.

5. **Общекислотная агрессивность** объясняется повышенной концентрацией ионов водорода, выраженной величиной рН, которая находится в пределах от 5,0 до 6,8, что вызывает усиленное растворение извести.

Кислые воды (рН менее 7) считаются корродирующими.

3.6 Порядок выполнения практического занятия № 3

Занятие подразумевает выполнение следующего задания.

Задание 1:

Обработать химический анализ подземных вод по одному из представленных вариантов (таблица 3.5):

1. Пересчитать данные анализа из мольной формы (ммоль/дм³) в массовую ионную форму (мг/дм³).
2. Вычислить погрешность анализа.
3. Определить содержание анионов и катионов в процент–мольной форме (%–экв).при их сумме в 200 процентов.
4. Определить минерализацию (г/дм³).
5. Вычислить жесткость воды (ммоль/дм³).
6. Классифицировать воду по степени минерализации, по специфическим компонентам, газовому составу, агрессивности.
7. Записать анализ воды в виде формулы М.Г. Курлова, определить тип воды и дать ее название.
8. Изобразить состав воды графическим методом равносторонних треугольников Ферре.

3.7 Контрольные вопросы

- 1) Физические свойства подземных вод
- 2) Основные химические компоненты подземных вод.
- 3) Макро–, и микрокомпоненты химического состава подземных вод.
- 4) Минерализация и сухой остаток.

- 5) Химическая классификация подземных вод.
- 6) Химический состав подземных вод и формы его выражения.
- 7) Водородный показатель (pH) и окислительно–восстановительный потенциал (Eh).
- 8) Процессы формирования химического состава подземных вод.
- 9) Агрессивность подземных вод.
- 10) Жесткость подземных вод.
- 11) Основные химические компоненты подземных вод.
- 12) Виды и формы выражения анализа воды.
- 13) Классификации подземных вод по химическому составу по О.А. Алекину.
- 14) Формула М.Г. Курлова.
- 15) Графические методы систематизации химического анализа подземных вод.

Таблица 3.5 – Варианты для обработки химического анализа подземных вод

Дано: температура воды – $T = 28 \text{ }^\circ\text{C}$; приток воды или дебит воды – $Q = 130 \text{ м}^3/\text{сут}$; концентрация водородных ионов (рН); мольное (мг-эквивалентное) содержание анионов и катионов ионов в воде, ммоль/дм ³ или мг-экв/л.															
Номер варианта	1			2			3			4			5		
Показатели															
рН	9			8			8			8			7		
Компоненты															
Ионы	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;
	мг/л	мг-экв/л	%-экв	мг/л	мг-экв/л	%-экв	мг/л	мг-экв/л	%-экв	мг/л	мг-экв/л	%-экв	мг/л	мг-экв/л	%-экв
Cl ⁻		16			13			30			13			33	
SO ₄ ²⁻		48			82			87			87			55	
HCO ₃ ⁻		144			52			10			14			7	
Na ⁺		18			32			20			22			70	
Mg ²⁺		150			100			80			12			11	
Ca ²⁺		30			10			20			70			12	
K ⁺		9			5			7			9			1	
Сумма (а+к)		415			294			254			227			189	
Fe ²⁺	0,45			0,03			0,02			0,7			0,45		
NO ₂ ⁻													0,1		
CO ₂	0,03			2,5			0,2			0,08			0,7		
Тип воды															
М, г/дм³; г/л															

Продолжение таблицы 3.5 – Варианты для обработки химического анализа подземных вод

Дано: температура воды – T = 35 °С; приток воды или дебит воды – Q = 130 м ³ /сут; концентрация водородных ионов (рН); мольное (мг-эквивалентное) содержание анионов и катионов ионов в воде, ммоль/дм ³ или мг-экв/л.															
Номер варианта	6			7			8			9			10		
Показатели															
рН	5			9			8			7			3		
Компоненты															
Ионы	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;	мг /дм ³ ;	ммоль /дм ³ ;	%- моль;
	мг/л	мг-экв/л	%-экв	мг/л	мг-экв/л	%-экв	мг/л	мг-экв/л	%-экв	мг/л	мг-экв/л	%-экв	мг/л	мг-экв/л	%-экв
Cl ⁻		10			16			39			62			120	
SO ₄ ²⁻		11			62			55			17			3	
HCO ₃ ⁻		45			111			60			25			0	
Na ⁺		50			40			36			15			100	
Mg ²⁺		8			83			100			32			10	
Ca ²⁺		3			56			14			50			10	
K ⁺		5			10			5			5			3	
Сумма (а+к)		132			378			309			206			246	
Fe ²⁺	0,03			0,04			0,2			0,2			0,13		
NO ₂ ⁻	-			-			-			0,2			-		
CO ₂	3,0			0,03			4,2			1,8			0,25		
Тип воды															
М , г/дм ³ ; г/л															

4 Практическое занятие № 4. Физические основы динамики подземных вод. Фильтрация жидкости в пласте

Термин "фильтрация" определяется как движение жидкости в пористой среде. Движение подземных вод происходит не только в пористых, но и в трещиноватых породах, а также в средах с более сложной геометрией свободного ("фильтрующего") пространства. В гидрогеологии под термином "фильтрация подземных вод" понимается движение *свободной гравитационной воды*, происходящее под действием силы тяжести или градиента давления (*при условии полного насыщения свободного пространства водой*).

4.1 Основные понятия о движении подземных вод

Движение воды в пластах горных пород образует потоки, которые принято разделять на естественные, естественно–техногенные и техногенные. При изучении движения подземных вод в качестве исходных принимаются основные положения гидростатики и гидродинамики.

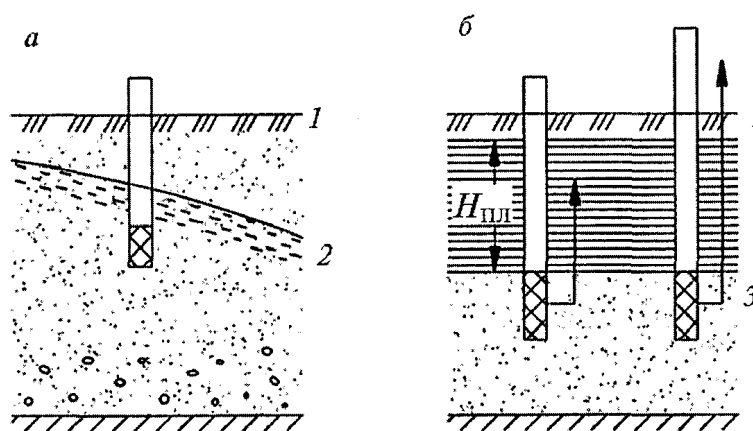
С учетом реальных значений скоростей фильтрации подземных вод *гидростатический напор равен величине гидродинамического напора*, т.е. $H_{гс} = H_{гд}$ и отражает полную энергию подземного потока. Энергия фильтрационного потока расходуется на преодоление сил сопротивления, обусловленных вязкостью жидкости и наличием сил внутреннего трения, и вызывает, следовательно, падение гидродинамического напора по пути движения жидкости. Изменение величины напора H на единицу длины пути L называют *градиентом напора I* , т.е. $I=H/L$.

Движение воды в порах и трещинах горных пород при полном их насыщении совершается под влиянием разности напоров. Поток, ограниченный сверху свободной поверхностью (зеркалом, скатертью), называется *безнапорным* (рисунок 4.1, а) или свободным («фреатическим»). Если в кровле

водоносного пласта залегают слабопроницаемые породы, затрудняющие или исключают гидравлическую связь этого пласта с окружающими, то такой поток называется **напорным**. При этом давление на подошву водоупорного пласта превышает атмосферное и поверхность распределения давления (пьезометрическая) располагается выше подошвы относительного водоупора (см. рисунок 4.1, б).

Исследования механизма движения жидкостей, выполненные О. Рейнольдсом (1883) на экспериментальной установке, показали существование двух различных режимов — **ламинарного и турбулентного**.

Движение, при котором отдельные струи жидкости движутся параллельно друг другу и оси потока, называют **ламинарным** (лат. lamina — пластина). Оно формируется при малых скоростях, когда преобладают силы вязкости. Средняя скорость потока $U_{ср}$, при которой нарушается ламинарный режим, называется критической.



Условные обозначения: 1 – поверхность земли; 2 – свободная поверхность подземного потока; 3 – кровля напорного пласта; стрелками показаны уровни напоров.

Рисунок 4.1 – Схемы безнапорного (а) и напорного (б) потоков

Важнейшая характеристика движения воды – скорость фильтрации V , представляющая собой количество воды Q (объемный расход, называемый

обычно французским термином дебит), которое протекает в единицу времени через единицу площади F поперечного сечения горной породы, т.е.:

$$V = \frac{Q}{F}, \quad (4.1)$$

где V – приведенная средняя скорость фильтрации воды, см/с, м/сут;

Q – расход воды или количество фильтрующейся воды в единицу времени, см³/с, м³/сут;

F – площадь поперечного сечения потока, см², м².

С физической точки зрения эта величина соответствует приведенной (фиктивной) средней скорости, с которой вода двигалась бы при отсутствии скелета породы. Действительная средняя скорость движения воды в порах V_d – это отношение приведенной средней скорости фильтрации воды к активной (эффективной) пористости породы:

$$V_d = \frac{Q}{F \cdot n_a}, \quad (4.2)$$

где V_d – действительная скорость, см/с, м/сут;

n_a – активная (реальная) пористость, т.е. пористость породы за вычетом объема пор, занятого связанной водой, доли единиц.

Преобразуем действительную скорость – V_d – формула 4.3:

$$V_d = \frac{V \cdot F}{F \cdot n_a} = \frac{V}{n_a}. \quad (4.3)$$

Действительная скорость движения воды зависит от минералогического состава, структуры и характера порового пространства горной породы.

4.2 Напряжения в водонасыщенных горных породах

Внешние силы, прикладываемые к какому-либо телу, делят на поверхностные и объемные.

При движении подземных вод в порах и трещинах горных пород часть напора расходуется на трение, что создает уклон поверхности подземных вод в сторону их движения. Понижение напора в водоносных горизонтах со свободной поверхностью образует в разрезе *кривую депрессии*, а в напорных водах — *пьезометрическую кривую*.

Действительное значение уклона в любой точке кривой характеризует напорный градиент:

$$I = \lim \cdot \frac{\Delta H}{\Delta L} = - \frac{\Delta H}{\Delta L}, \text{ при } L \rightarrow 0, \quad (4.4)$$

где I – напорный градиент в любой точке кривой, доли единиц;

ΔH – разность напоров ($H_1 - H_2$), м;

ΔL – путь фильтрации, м.

Грунтовый поток понижается к месту разгрузки – реке (рисунок 4.2).

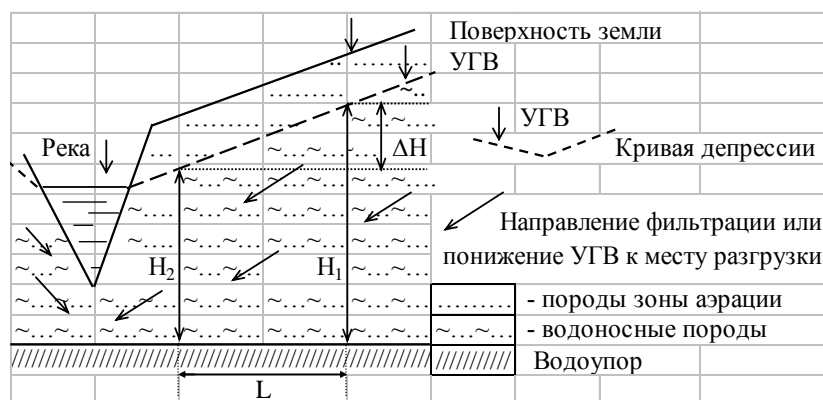
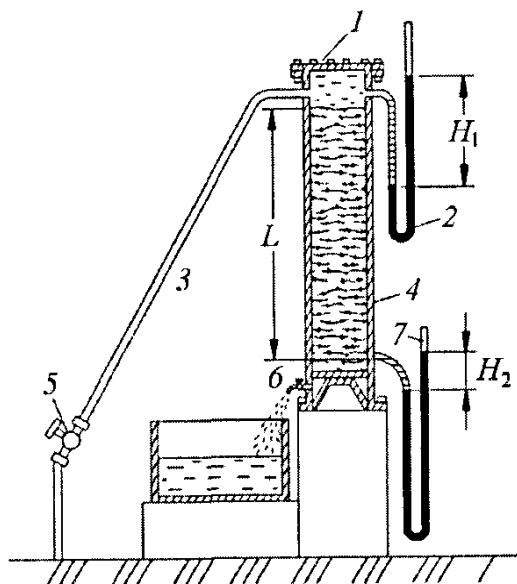


Рисунок 4.2 – Схема потока подземных вод со свободной поверхностью безнапорной фильтрации грунтовой воды

4.3 Основные законы движения подземных вод. Линейный закон фильтрации (закон Дарси)

Начало изучения законов фильтрации подземных вод в горных породах относится к 1856 г., когда французский гидравлик Анри Дарси выполнил ряд экспериментов по фильтрации воды в пористых средах (рисунок 4.3).



Условные обозначения: 1 – крышка; 2, 7 – манометры; 3 – водовод; 4 – цилиндр с песком; 5, 6 – краны.

Рисунок 4.3 – Прибор Дарси

Сущность опытов сводилась к замеру расхода воды Q , профильтровавшейся через фильтр на участке L , и напоров H_1 и H_2 на границах участка фильтрации.

Дарси установил, что количество воды Q , просачивающейся через породу в единицу времени, пропорционально коэффициенту K_ϕ , зависящему от физических свойств породы, падению напора ΔH , площади поперечного сечения породы F и обратно пропорционально длине пути фильтрации L , измеренной по направлению движения воды:

$$Q = K_\phi \cdot F \cdot \frac{\Delta H}{L} = K_\phi \cdot F \cdot I, \quad (4.5)$$

где Q – количество фильтрующей воды (расход) в единицу времени, $\text{см}^3/\text{с}$, $\text{м}^3/\text{сут}$;

K_{ϕ} – коэффициент фильтрации, $\text{см}/\text{с}$, $\text{м}/\text{сут}$;

F – площадь поперечного сечения потока, см^2 , м^2 ;

ΔH – напор или разность напоров в двух рассматриваемых сечениях, см , м ;

L – длина пути фильтрации, см , м ;

$I = \Delta H/L$ – гидравлический уклон или гидравлический (напорный) градиент, доли единиц.

4.4 Фильтрационно–емкостные свойства водоносных пластов

Коллекторами называют толщи горных пород, которые хорошо пропускают через себя воду и хорошо ее отдают в результате гравитационного вытекания или под действием упругих сил пласта. Выделяют коллекторы: поровые, трещинные и порово–трещинные, по происхождению – терригенные, хемогенные и др.

Коллекторские свойства характеризуют одновременно фильтрационные и емкостные свойства пласта. Рассматривается пропускная и емкостная способность пласта в целом как гидрогеологической системы. Прямым показателем ее коллекторских свойств является коэффициент водопроницаемости – T и коэффициент пьзопроницаемости – χ .

Водопроницаемость – свойство достаточно выраженного по разрезу слоя горных пород пропускать через себя некоторое количество свободной воды при полном насыщении и характеризующее систему в целом.

Величина водопроницаемости характеризует:

1) ненапорный горизонт:

$$T = K_{\phi} \cdot H, \quad (4.6)$$

2) напорный горизонт:

$$T = -K_{\phi} \cdot m, \quad (4.7)$$

где: T – водопроницаемость, ($\text{м}^2/\text{сут}$);

H – мощность водоносного слоя в ненапорном горизонте, м;

m – мощность водоносного слоя в напорном горизонте, м;

K_{ϕ} – коэффициент фильтрации ($\text{см}/\text{с}$, $\text{м}/\text{сут}$).

Пьезопроводимость, в свою очередь, характеризует способность пласта как системы проводить с той или иной скоростью созданные в нем *изменения пьезометрического уровня или давления*.

Перераспределение пластового давления ($P_{пл}$) в горизонте характеризуется коэффициентом пьезопроводности:

$$\chi = \frac{K_{п}}{\mu \cdot \beta^*}, \quad (4.8)$$

где χ – коэффициент пьезопроводности, $\text{см}^2/\text{с}$ или $10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$

$K_{п}$ – коэффициент проницаемости;

β^* – упругий запас жидкости, $1/10^5 \text{ Па}$;

μ – динамическая вязкость, $10^{-3} \text{ Па}\cdot\text{с}$ (вязкость среды, при ламинарном течении которой, в слоях, находящихся на расстоянии 1 м в направлении перпендикулярном течению, под действием давления сдвига 1 Паскаль возникает разность скоростей течения 1 м/с).

Коэффициент фильтрации является основным расчетным показателем при решении всех гидрогеологических задач. С ними связаны: определение фильтрационных параметров водоносных горизонтов; расчет дебита ($\text{м}^3/\text{сут}$) скважин в целях водоснабжения; расчет водопритоков к горным выработкам в целях проектирования водопонижающих установок; и др.

Оценка фильтрационных способностей некоторых горных пород приведена в таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Коэффициента фильтрации некоторых горных пород. Характеристика грунтов (по Маслову)

Коэффициент фильтрации, K_f , м/сут	Водопроницаемость	Грунты
< 0,001	водоупорные	глины
до 0,5	слабо водопроницаемые	супеси, слаботрещиноватые глинистые сланцы, песчаники, известняки
до 5	водопроницаемые	тонко-, мелкозернистые пески и трещиноватые скальные породы
до 50	хорошо водопроницаемые	среднезернистые пески и с повышенной трещиноватостью скальные породы
> 50	сильно водопроницаемые	галечники, гравелистые пески, сильнотрещиноватые скальные породы

4.5 Элементы фильтрационного потока. Классификация потоков и виды движения подземных вод

Фильтрационным потоком называется условный поток жидкости, проходящий через пористую среду (породу). Хотя реальный поток идет только по открытым (сообщающимся) порам и трещинам, условно допускается, что фильтрационный поток идет через всю породу.

К гидродинамическим элементам фильтрационного потока относятся: *мощность, ширина, напор, напорный градиент, скорость фильтрации, расход потока, линии равных напоров, линии токов.*

Структуру потока представляет гидродинамическая сетка, которую образуют *линии равных напоров и линии токов* (рисунок 4.5). Расход потока в направлении линиям тока равен нулю, что позволяет рассматривать обособленно фрагменты потока, ограниченные смежными линиями тока.

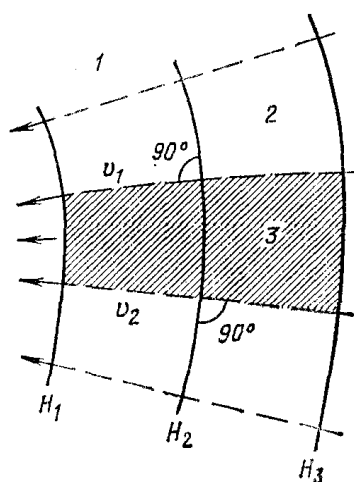
Гидродинамическая сетка характеризует как пространственные (трехмерные) так и двумерные потоки.

В пространственных потоках могут быть выделены отдельные фрагменты, ограниченные серией линий тока (**трубки тока**).

В плоских потоках можно выделить фрагменты, ограниченные двумя смежными линиями тока (такие фрагменты называются **лентами тока**).

Линии токов пересекают поверхности равных напоров под прямым углом. Система линий равных напоров и перпендикулярных к ним линий тока образует гидродинамическую сетку.

Линии токов – это линии, определяющие движение потока подземных вод.



Условные обозначения: 1 – линии равных напоров (изопъезы – H_1 , H_2 , H_3); 2 – линии тока 3 – лента тока. Стрелками показано направление движения подземных вод.

Рисунок 4.5 – Гидродинамическая сетка

Итак, гидродинамическая сетка потока грунтовых вод – это совмещение системы гидроизогипс с линиями токов. Участок сетки, ограниченный двумя соседними линиями тока – **лента тока**.

Для количественной оценки потока подземных вод определяют характер его движения.

Фильтрация горных пород может иметь установившийся и неуставившийся характер.

Движение подземных вод, в той или иной мере, является неуставившимся, т.е. является переменным во времени. Это проявляется в

изменениях уровня подземных вод, что обусловлено изменениями градиента, скорости и расхода подземных потоков. Изменения вызываются естественными или искусственными факторами, которые определяют условия питания, движения и разгрузки подземных вод. С ними связаны и неравномерное выпадение осадков и их инфильтрация; колебание горизонтов поверхностных водоемов; откачки подземных вод и др.

Кроме того, различают равномерное и неравномерное движения.

В лабораторных условиях коэффициент фильтрации определяют главным образом для пород рыхлых несвязных – песчаных и для пород мягких связных – глинистых.

Наиболее точные результаты дают приборы, позволяющие определять коэффициент фильтрации по образцам естественного сложения (приборы Кф–1, Н. Н. Маслова, Г. Н. Каменского и др.).

При испытании породы ненарушенного сложения опыты проводят в определенной последовательности.

Все измерения и расчеты (не менее двух–трех исследований), сделанные в процессе опыта и вычисления коэффициента фильтрации записывают в рабочий журнал определенного образца, а окончательные результаты заносят в сводную таблицу.

4.6 Порядок выполнения практического занятия № 4

Задание:

- 1) определить коэффициент фильтрации по данным опыта для грунтов разной степени водопроницаемости – задача № 1;
- 2) дать характеристику грунтов с учетом характера водопроницаемости.

Пример решения этой задачи, с учетом характера водопроницаемости грунтов приводится ниже.

Исходные данные и пример решения задачи № 1 для вариантов 1а, 2а, 3а и 4а приведены в таблице 4.2.

Порядок определения коэффициента фильтрации:

1. Расход жидкости по данным опыта, Q , $\text{см}^3/\text{с}$.
2. Коэффициент фильтрации по данным опыта, $K_{\text{ф}}$, $\text{см}/\text{с}$.
3. Среднее значение коэффициента фильтрации по данным опыта, $\text{см}/\text{с}$.
4. Коэффициент фильтрации с учетом переводного коэффициента из $\text{см}/\text{с}$ в $\text{м}/\text{сут}$; – $K_{\text{ф.п}}$, $\text{м}/\text{сут}$.
5. Температурную поправку во время опыта по таблице 4.3.
6. Температурную поправку при $10\text{ }^\circ\text{C}$ по таблице 4.3.
7. Коэффициент фильтрации при $10\text{ }^\circ\text{C}$, $K_{\text{ф.10}}$, $\text{м}/\text{сут}$.
8. Используя таблицу 4.1, следует дать характеристику грунтов с учетом характера водопроницаемости (по Маслову).

Для выполнения этого задания необходимо применить нижеследующие формулы, которые в разной степени учитывают данные, полученные в результате опыта – таблица 4.2.

1. Расход жидкости Q ($\text{см}^3/\text{с}$) по данным опыта, стекающий в мерный цилиндр объемом V (см^3), за время t (минут) равен:

$$Q = \frac{V}{t \cdot 60}. \quad (4.9)$$

2. По полученным данным вычисляют коэффициент фильтрации по следующим формулам:

- по данным опыта, $K_{\text{ф}}$ ($\text{см}/\text{с}$);
- среднее значение по данным опыта, $K_{\text{ф.ср}}$ ($\text{см}/\text{с}$);
- с учетом переводного коэффициента 864 – перевод из $\text{см}/\text{с}$ в $\text{м}/\text{сут}$:

Таблица 4.2 – Расчетные методы определения коэффициента фильтрации по данным опыта для грунтов разной степени водопроницаемости и их характеристика по Маслову

№ варианта	Исходные данные задачи № 1					Пример решения задачи № 1							Характеристика грунтов (по Маслову)	
	Температура воды во время опыта, градусы Цельсия	Время опыта	Объем профильтровавшейся воды	Площадь прибора	Напорный градиент	Расход жидкости, $V/(t \cdot 60)$	Коэффициент фильтрации, $Q/(F \cdot I)$	Среднее значение коэффициента фильтрации	Коэффициент фильтрации	Температурная поправка	Температурная поправка	Коэффициент фильтрации при 10 °С	Характер водопроницаемости	Грунты (перечень примеров)
	°С	t, минуты	$V, \text{см}^3$	$F, \text{см}^2$	I, доли единиц	$Q, \text{см}^3/\text{с}$	$K_{\text{ф}}, \text{см}/\text{с}$	$K_{\text{ф.ср.}}, \text{см}/\text{с}$	$K_{\text{ф.п.}}, \text{м}/\text{сут}$	ТП во время опыта	ТП при 10 °С	$K_{\text{ф.10}}, \text{м}/\text{сут}$		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1a	21	12,5	105	25	1	0,14	0,0056	0,0057	4,91	1,80	1,36	3,71	водопроницаемые	тонко-, мелкозернистые пески и трещиноватые скальные грунты
		11,2	97	25	1	0,14	0,0058							

Продолжение таблицы 4.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
2a	19	6	900	25	1	2,50	0,1000	0,1007	86,98	1,56	1,36	75,83	сильно водопроницаемые	галечники, гравелистые пески, сильно-трещиноватые скальные грунты
		5	760	25	1	2,53	0,1013							
3a	20	6	6	25	1	0,02	0,0007	0,0006	0,52	1,76	1,36	0,40	слабо водопроницаемые	супеси, слабо-трещиноватые глинистые сланцы, песчаники, известняки
		5	4	25	1	0,01	0,0005							
4a	17	15	415	25	1	0,46	0,0184	0,0182	15,76	1,64	1,36	13,07	хорошо водопроницаемые	среднезернистые пески и с повышенной трещиноватостью скальные грунты
		17	460	25	1	0,45	0,0180							

$$K_{\phi} = \frac{Q}{F \cdot I}, \quad (4.10)$$

$$K_{\phi.ср.} = \frac{K_{\phi 1} + K_{\phi 2}}{2}, \quad (4.11)$$

$$K_{\phi.н.} = K_{\phi.ср.} \cdot 864, \quad (4.12)$$

где K_{ϕ} – коэффициент фильтрации, см/с; м/сут;

864 – переводный коэффициент, см/с в м/сут;

Q – расход воды, фильтрующейся через площадь поперечного сечения F в единицу времени, замеренный в процессе опыта, см³/с;

F – площадь поперечного сечения режущего цилиндра прибора, равная площади сечения породы, через которую фильтруется вода, 25 см²;

I – напорный градиент, равный 1, доли единиц.

3. Для приведения результатов опыта к постоянной температуре, например к 10 °С или какой-либо другой, вычисляют и учитывают температурную поправку ТП по формуле 4.26 – Пуазейля:

$$ТП = 1 + 0,0337 \cdot t + 0.000221 \cdot t^2. \quad (4.13)$$

4. Для приведения результатов опыта к необходимой температуре полученный коэффициент фильтрации умножают на поправку, соответствующую той температуре воды, к которой нужно привести полученный коэффициент, и делят на поправку, отвечающую температуре, при которой было произведено определение коэффициента фильтрации:

$$K_{\phi.исх.} = \frac{K_{\phi.факт.} \cdot ТП_{исх.}}{ТП_{факт.}}. \quad (4.14)$$

Для лучшего пояснения правила пользования температурной поправкой по формуле Пуазейля рассмотрим следующий пример – *вариант 1а*:

В результате опыта получили значение $K_{\phi} = 4,91$ м/сут при $t = 21$ °С.

Требуется определить K_{ϕ} при $t = 10$ °С.

Поправка $ТП$ для 10 °С, равна 1,36, и для 21 °С, равна 1,80.

Вычисляем K_{ϕ} при 10 °С по приведенной выше формуле:

$$K_{\phi.10} = \frac{4,91 \cdot 1,36}{1,80} = 3,71 \text{ м/сут.} \quad (4.15)$$

5. Вывод: Грунты с учетом характера водопроницаемости – водопроницаемые тонко-, мелкозернистые пески и трещиноватые скальные грунты.

Ниже в таблице 4.3 приведены значения температурных поправок по Пуазейлю.

Таблица 4.3 – Таблица температурных поправок (ТП) по Пуазейлю для определения коэффициента фильтрации (K_{ϕ})

Т, °С	ТП	Т, °С	ТП	Т, °С	ТП	Т, °С	ТП
1	2	1	2	1	2	1	2
10	1,36	14	1,52	18	1,68	22	1,84
10,5	1,38	14,5	1,55	18,5	1,7	22,5	1,86
11	1,4	15	1,56	19	1,72	23	1,88
11,5	1,42	15,5	1,58	19,5	1,74	24	1,92
12	1,44	16	1,6	20	1,76	25	1,96
12,5	1,46	16,5	1,62	20,5	1,78	26	2
13	1,48	17	1,64	21	1,8	27	2,04
13,5	1,5	17,5	1,66	21,5	1,82	28	2,08

Исходные данные для расчета коэффициента фильтрации к задаче № 1 по вариантам приводятся в таблице 4.4.

Таблица 4.4 – Варианты для определения коэффициента фильтрации по данным опыта для грунтов разной степени водопроницаемости

№ варианта	Температура воды во время опыта, градусы Цельсия	Время опыта	Объем профильтровавшейся воды	Площадь прибора	Напорный градиент
	°С	t, минуты	$V, \text{см}^3$	$F, \text{см}^2$	$I, \text{доли единиц}$
	1	2	3	4	5
1	20	13,0	105,0	25	1
		11,0	98,0	25	1
2	18	23,0	20,0	25	1
		21,0	17,0	25	1
3	22	16,0	485,0	25	1
		18,0	540,0	25	1
4	21	8,0	825,0	25	1
		6,0	615,0	25	1
5	17	18,0	425,0	25	1
		20,0	450,0	25	1
6	19	5,0	950,0	25	1
		4,0	750,0	25	1
7	23	15,0	120,0	25	1
		18,0	150,0	25	1
8	24	6,0	6,8	25	1
		4,0	5,0	25	1
9	20	12,0	103,0	25	1
		10,0	92,0	25	1
10	18	20,0	19,0	25	1
		19,0	15,0	25	1
		18,0	525,0	25	1

4.7 Контрольные вопросы

1. Что такое гидростатический напор и гидростатическое давление?
2. Фильтрационный поток. Понятия "расход потока", "единичный расход потока", "скорость фильтрации", "действительная скорость движения подземных вод".

3. Напор и напорный градиент. Пьезометрическая высота (H) и расстояние до плоскости сравнения (z).
4. Объясните механизм взаимодействия нейтральных и эффективных напряжений при изменении напоров в водонасыщенных горных породах.
5. Каков физический смысл понятия гидродинамическое давление?
6. Формы выражения основного закона фильтрации для расхода потока, единичного расхода потока и скорости фильтрации.
7. Объясните физический смысл коэффициента фильтрации.
8. Понятие "проводимость" (водопроницаемость, коэффициент водопроницаемости) пласта.
9. "Верхний" и "нижний" пределы применимости закона Дарси.
10. Понятие "режим подземных вод". Основные типы режима. Формы выражения результатов режимных наблюдений.
11. Гидродинамическая сетка потока подземных вод. Типы потоков подземных вод по структуре и режиму.

5 Практическое занятие № 5. Гидрогеологические исследования. Движение подземных вод к искусственным дренажным сооружениям при установившейся фильтрации

Цель гидрогеологических исследований — оценка условий строительства и эксплуатации сооружения, обоснование проектирования дренажных и природоохранных мероприятий. Комплекс гидрогеологических работ на этой стадии предусматривает: гидрогеологическую съемку района; наблюдения за естественным режимом подземных вод; опытно–фильтрационные опробования водоносных горизонтов, влияющих на эксплуатацию предприятия; определение химического состава и физических свойств подземных вод. Одновременно проводят поиски и разведку источников водоснабжения предприятия.

По результатам разведки должны быть установлены основные *гидрогеологические характеристики месторождения:*

- 1) гидрогеологическая структура месторождения, т.е. условия залегания, мощность водоносных горизонтов и разделяющих их слабопроницаемых пластов (относительных водоупоров);
- 2) фильтрационные параметры водоносных горизонтов (пластов) и относительных водоупоров;
- 3) изменчивость фильтрационных свойств водоносных горизонтов и водоупоров по площади их развития;
- 4) условия на границах водоносных горизонтов, распределение напоров этих горизонтов по изучаемой площади.

5.1 Гидрогеологические работы при инженерно геологических изысканиях

5.2.1 Гидрогеологическое бурение и опытно–фильтрационные работы

Гидрогеологическое бурение и опытно–фильтрационные работы являются основным (и наиболее дорогостоящим) видом исследования

гидрогеологического разреза территории практически при всех видах гидрогеологических работ.

Способы проходки гидрогеологических скважин, их конструкция, состав наблюдений непосредственно при бурении, помимо строения гидрогеологического разреза, в решающей степени определяются их **назначением**.

По целевому назначению могут быть выделены следующие основные категории гидрогеологических скважин:

- 1) картировочные (поисково–картировочные), 2) разведочные,
- 3) разведочно–эксплуатационные, 4) эксплуатационные,
- 5) опытные, 6) наблюдательные, 7) режимные.

Откачки из скважин являются основным (наиболее массовым) видом опытно–фильтрационных работ. В зависимости от назначения откачки подразделяют на *пробные, опытные и опытно–эксплуатационные*.

5.2.2 Гидрогеологические расчеты и гидрогеологическая схематизация водозаборов подземных вод

Гидрогеологические расчеты выполняются по цифровым данным, характеризующим водоносный горизонт.

Важнейшей характеристикой водоносного горизонта является коэффициент фильтрации (K_f). Кроме коэффициента фильтрации определяется величина водопритока к вертикальным и горизонтальным дренажам.

При определении коэффициента фильтрации применяется полевой метод (метод опытных откачек по результатам кустовых или одиночных откачек).

5.3 Порядок выполнения практического занятия №5

Студентам требуется решить следующие задачи:

- 1) с определением дебита в грунтовом водоносном горизонте – задачи №№ 1, 3, 4;

2) задачу № 5 – с определением K_{ϕ} в грунтовом водоносном горизонте методом пробных откачек;

3) задачу № 2 – с определением дебита в артезианском водоносном горизонте;

4) задачу № 6 – с определением K_{ϕ} в артезианском водоносном горизонте методом пробных откачек.

Примеры решения этих задач приводятся ниже.

5.3.1 Приток воды к одиночной совершенной скважине (дрене) в безнапорном горизонте

Исходные данные и пример решения задачи № 1 для вариантов 1а и 1б приведены в таблице 5.1, схема притока грунтовых вод к совершенной скважине показана на рисунке 5.1.

По приведенным данным выполнить:

1 задание: Определить мощность водоносного пласта, уровни, радиус влияния и приток воды к скважине при откачке (дебит воды при откачке).

2 задание: Построить схему притока грунтовых вод к совершенной скважине в безнапорном горизонте, если известны абсолютные отметки при вскрытии пласта скважиной (графы 1÷4) и расчетные параметры

Таблица 5.1 – Приток воды к совершенной скважине в безнапорном горизонте (задача № 1)

№ варианта	Исходные данные задачи № 1						Пример решения задачи № 1										
	Абсолютные отметки, м				Коэффициент фильтрации песков	Расстояние от скважины до водоема	Толщины, м			Определение радиуса влияния				Расстояние от скважины до водоема	Диаметр скважины	Определение lg радиуса скважины	Дебит воды при откачке
	устья скважины	статического уровня грунтовых вод	динамического уровня грунтовых вод в скважине	кровли водоупора			мощность водоносного пласта	понижение уровня	динамический уровень воды	$\sqrt{HK_\phi}$	R, м	0,5R, м	Lg R				
					K_ϕ , м/сут	L, м								H, графы (2–4)	S, графы (2–3)	h, гр. (7–8)	Lg 2L, (м)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
1a	31,4	29,9	25,5	11,6	7,1	82	18,3	4,4	13,9	11,4	100,3	50,2	2,00		305	-0,817	487,6
1б	54,8	52,9	47,3	40,4	18,6	52	12,5	5,6	6,9	15,2	170,8	85,4		2,017	114	-1,244	846,4

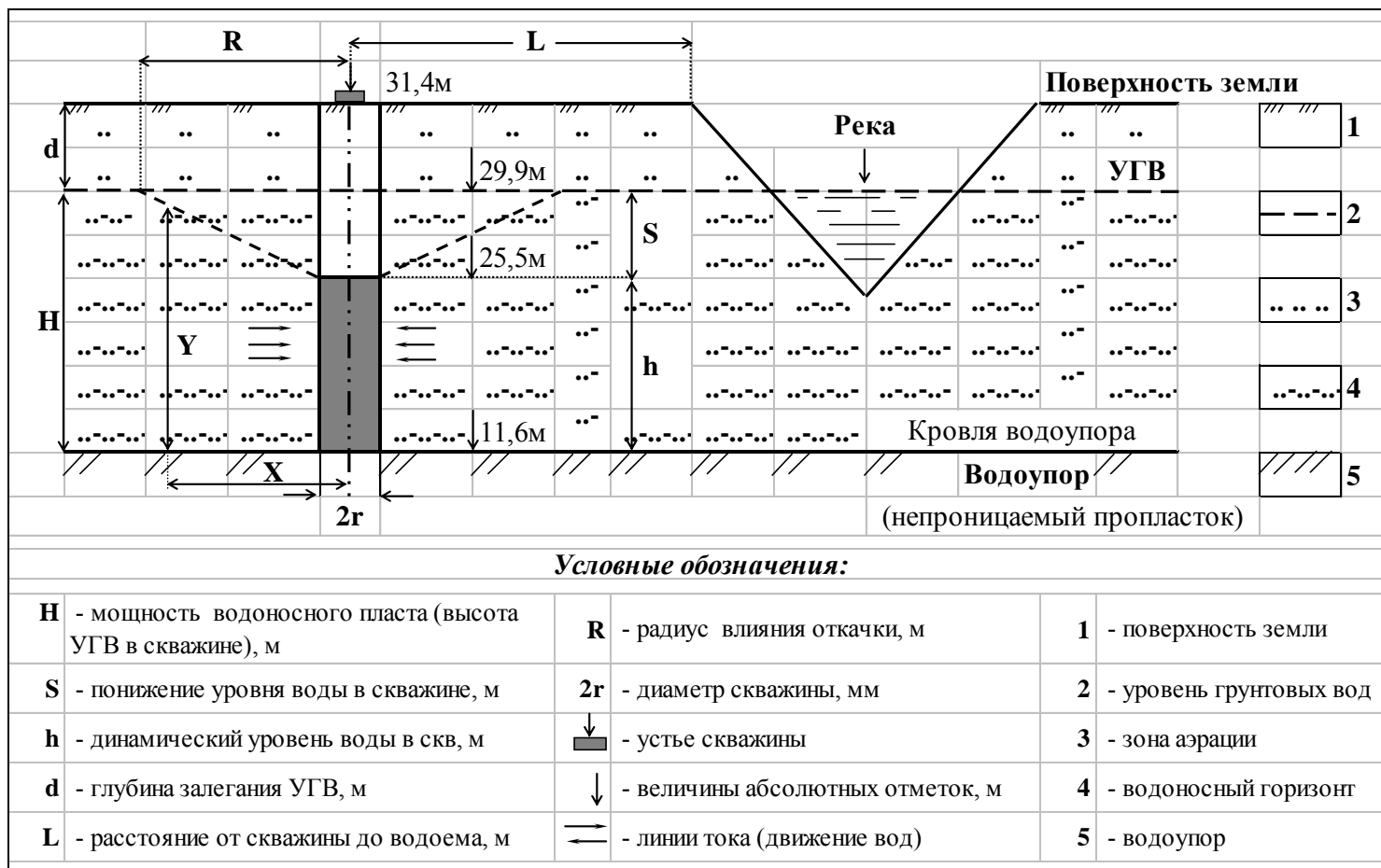


Рисунок 5.1 – Расчетная схема для определения притока грунтовых вод к совершенной скважине

Для выполнения этих заданий необходимо применить нижеследующие формулы и при этом использовать данные, указанные в таблице 5.1 (графы 1÷6).

Пример решения задач 1а и 1б:

1. Определение параметров, указанных в таблице 5.1 – в графах 7÷9 (Н, S, h), осуществляются путем вычитания и получения разности величин, соответствующих граф, где $h = H - S$ – высота воды при откачке (динамический уровень).

Например:

- для варианта 1а значение графы 7 – мощность водоносного пласта (Н) определяется как разность абсолютных отметок статического уровня и кровли водоупора ($H = 29,9 \text{ м} - 11,6 \text{ м} = 18,3 \text{ м}$);

- а значение графы 8 – понижение уровня (S), равно разности абсолютных отметок статического и динамического уровней ($S = 29,9 \text{ м} - 25,5 \text{ м} = 4,4 \text{ м}$) и т.д.

2. Определение параметра, указанного в графе 11.

Радиус влияния (м) определяется по формуле Кусакина:

$$R = 2 \cdot s \cdot \sqrt{H \cdot K_{\phi}}. \quad (5.1)$$

3. Определение радиуса скважины в метрах:

$$r = \frac{2 \cdot r}{2 \cdot 1000}. \quad (5.2)$$

4. Определение параметра, указанного в графе 17, притока воды к скважине (Q, м³/сут).

Дебит воды при откачке определяется с учетом удаленности безнапорной скважины от водоема (L, м) при соблюдении следующих условий:

- при условии $L > 0,5R$ (для варианта 1а):

$$Q = 1,366 \cdot \frac{K_{\phi} \cdot (H^2 - h^2)}{\lg R - \lg r}. \quad (5.3)$$

- при условии $L < 0,5R$ (для варианта 1б):

$$Q = 1,366 \cdot \frac{K_{\phi} \cdot (H^2 - h^2)}{\lg 2L - \lg r}. \quad (5.4)$$

Исходные данные к задаче № 1 по вариантам приводятся в таблице 5.2

Таблица 5.2 – Исходные данные к задаче № 1

№ варианта	Абсолютные отметки, м				Коэффициент фильтрации песков, К _ф , м/сут	Расстояние от скважины до водоема, L, м	Диаметр скважины, 2г, мм
	устья скважины	статического уровня грунтовых вод	динамического уровня грунтовых вод в скважине	кровли водоупора			
	1	2	3	4	5	6	15
1	32,3	30,1	26,5	12,1	7,1	80	305
2	100,3	95,4	90,2	78,6	3,8	65	203
3	96,7	93,4	90,4	78,5	3,8	60	203
4	58,9	55,8	49,4	44,6	15,3	42	120
5	71,3	67,6	62,4	59,6	13,4	30	152
6	33,2	30,7	26,3	15,2	5,2	55	225
7	58,9	52,9	47,3	40,4	22,6	62	135
8	100,6	93,4	90,4	78,5	4,9	38	250
9	50,2	49,2	43,2	40,2	18,2	82	145
10	82,2	67,6	62,4	59,6	10,2	30	167

5.3.2 Приток воды к совершенной скважине в напорном горизонте

Исходные данные и пример решения задачи № 2 для варианта 1а приведены в таблице 5.3, схема притока напорных вод к совершенной скважине показана на рисунке 5.2.

Для выполнения этих заданий необходимо применить нижеследующие формулы и при этом использовать данные, указанные в таблице 5.3 (графы 1÷7).

Пример решения задачи 1а:

1. Определение параметров, указанных в таблице 5.3 – в графах 8÷10 (m , S , H), осуществляются путем вычитания и получения разности величин, соответствующих граф.

Например:

- для варианта 1а значение графы 8 – мощность водоносного слоя (m) определяется как разность абсолютных отметок подошвы верхнего и кровли нижнего водоупоров ($m = 20,2 \text{ м} - 15,5 \text{ м} = 4,7 \text{ м}$);
- а значение графы 9 – понижение уровня (S) равно разности абсолютных отметок пьезометрического и динамического уровней ($S = 30,3 \text{ м} - 25,0 \text{ м} = 5,3 \text{ м}$) и т.д.;

По данным, приведенным выше, выполнить:

1 задание: Определить мощность водоносного слоя, уровни, радиус влияния и приток воды к скважине при откачке (дебит), вскрывшую напорные воды.

2 задание: Построить схему притока напорных вод к совершенной скважине, если известны абсолютные отметки при вскрытии пласта скважиной (графы 1÷5) и расчетные параметры.

Таблица 5.3 – Приток воды к совершенной скважине в напорном горизонте (задача № 2)

№ варианта	Исходные данные задачи № 2							Пример решения задачи № 2						
	Абсолютные отметки, м					Коэффициент фильтрации песков	Диаметр скважины	Толщины, м			Определение радиуса влияния	Логарифмы		Дебит воды при откачке
	устья скважины	подошвы верхнего водоупора	кровли нижнего водоупора	пьезометрического уровня	динамического уровня при откачке			мощность водоносного слоя	понижение уровня	высота напора (пьезометрический уровень)		R,	Lg R,	
						м/сут	мм				м, гр. (2–3)			с, гр. (4–5)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
1a	33,3	20,2	15,5	30,3	25,0	15,2	152	4,7	5,3	14,8	206,6	2,315	– 1,119	301,0

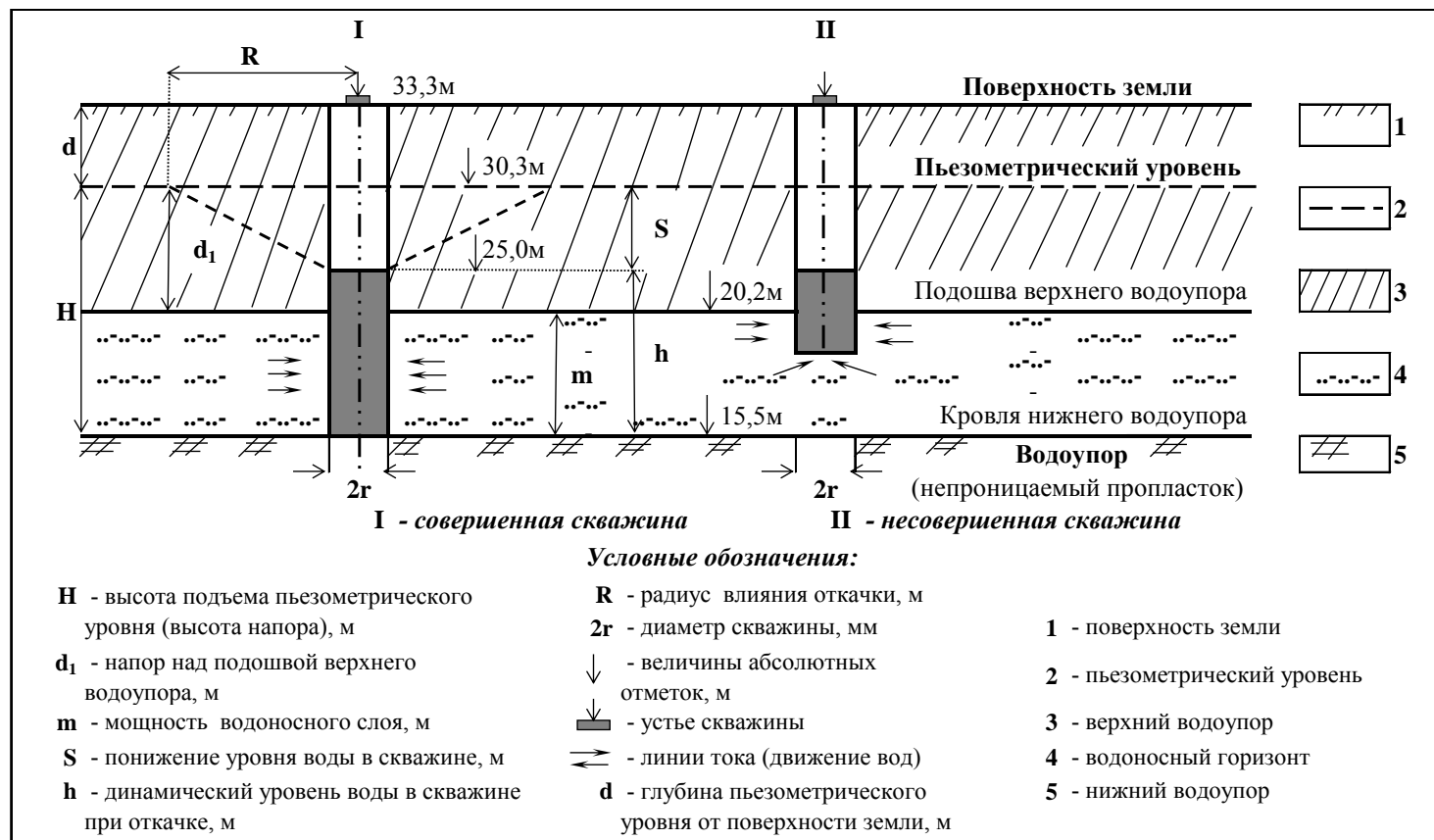


Рисунок 5.2 – Расчетная схема для определения притока воды к совершенной скважине в напорном водоносном горизонте

- причем, высота напора (H) складывается: а) $H = m + d_1$, где m и d_1 – соответственно, мощность водоносного слоя и напор над подошвой верхнего водоупора, или б) $H = s + h$, где s и h – соответственно, понижение уровня воды и динамический уровень воды в скважине при откачке (см. рисунок 4.8).

2. Определение параметра, указанного в графе 11.

Радиус влияния (R) определяется по формуле Зихарда:

$$R = 10 \cdot s \cdot \sqrt{K_{\delta}}. \quad (5.5)$$

3. Определение радиуса скважины в метрах:

$$r = \frac{2 \cdot r}{2 \cdot 1000}. \quad (5.6)$$

4. Определение параметра, указанного в графе 14, притока воды к скважине (Q, м³/сут). Дебит воды при откачке из одиночной напорной скважины определяется по одной из формул:

$$Q = 2,73 \cdot \frac{K_{\phi} \cdot m \cdot (H - h)}{\lg R - \lg r}, \quad (5.7)$$

или:

$$Q = 2,73 \cdot \frac{K_{\phi} \cdot m \cdot s}{\lg R - \lg r}. \quad (5.8)$$

Исходные данные к задаче № 2 по вариантам приводятся в таблице 5.4.

Таблица 5.4 – Исходные данные к задаче 2

№ варианта	Абсолютные отметки, м					Коэффициент фильтрации песков, К _ф , м/сут	Диаметр скважины, 2г, мм
	устья скважины	подошвы верхнего водоупора	кровли нижнего водоупора	пьезометрического уровня	динамического уровня при откачке		
	1	2	3	4	5	6	7
1	95,2	35,6	25,2	46,1	42,0	3,2	200
2	42,5	25,4	13,4	39,6	36,1	9,6	305
3	77,5	39,2	28,3	45,0	42,1	4,5	254
4	42,5	25,4	13,4	39,6	36,1	11,5	152
5	77,5	39,2	28,3	45,0	42,1	6,2	203
6	48,3	30,2	15,2	32,1	30,1	15,6	108
7	44,2	25,4	13,4	39,6	36,1	13,9	200
8	79,2	39,2	28,3	45,0	42,1	4,2	100
9	80,3	39,2	28,3	45,0	42,1	3,3	204
10	40,1	25,4	13,4	39,6	36,1	25,8	150

5.3.3 Двусторонний приток к совершенной дренажной канаве в бассейне грунтовых вод

Исходные данные и пример решения задачи № 3 для варианта 1а приведены в таблице 5.5, схема притока вод к совершенной канаве показана на рисунке 5.3.

По приведенным данным выполнить:

1 задание: Построить схему притока воды к совершенной дренажной канаве в бассейне грунтовых вод, если известны абсолютные отметки пласта (графы 1÷4) и расчетные параметры.

2 задание: Определить мощность водоносного слоя, уровни, радиус влияния и приток воды к совершенной канаве (дебит воды во время откачки).

Таблица 5.5 – Двусторонний приток к совершенной дренажной канаве в бассейне грунтовых вод (задача № 3)

№ варианта	Исходные данные задачи № 3						Пример решения задачи № 3						
	Абсолютные отметки, м				Длина дрены	Коэффициент фильтрации песков	Толщины, м				Определение радиуса влияния		Дебит воды во время откачки
	поверхности земли	статического уровня	динамического уровня при откачке	кровли водоупора			Мощность водоносного слоя	Глубина залегания уровня грунтовых вод	Понижение уровня	Высота (динамический уровень) воды в траншее во время откачки			
					L, м	K _ф , м/сут	H, гр.(2–4)	d, гр.(1–2)	S, гр.(2–3)	h, гр.(7–9)			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
1a	82,5	81,2	79,8	77,0	120	6,4	4,2	1,3	1,4	2,8	5,2	14,5	518,5

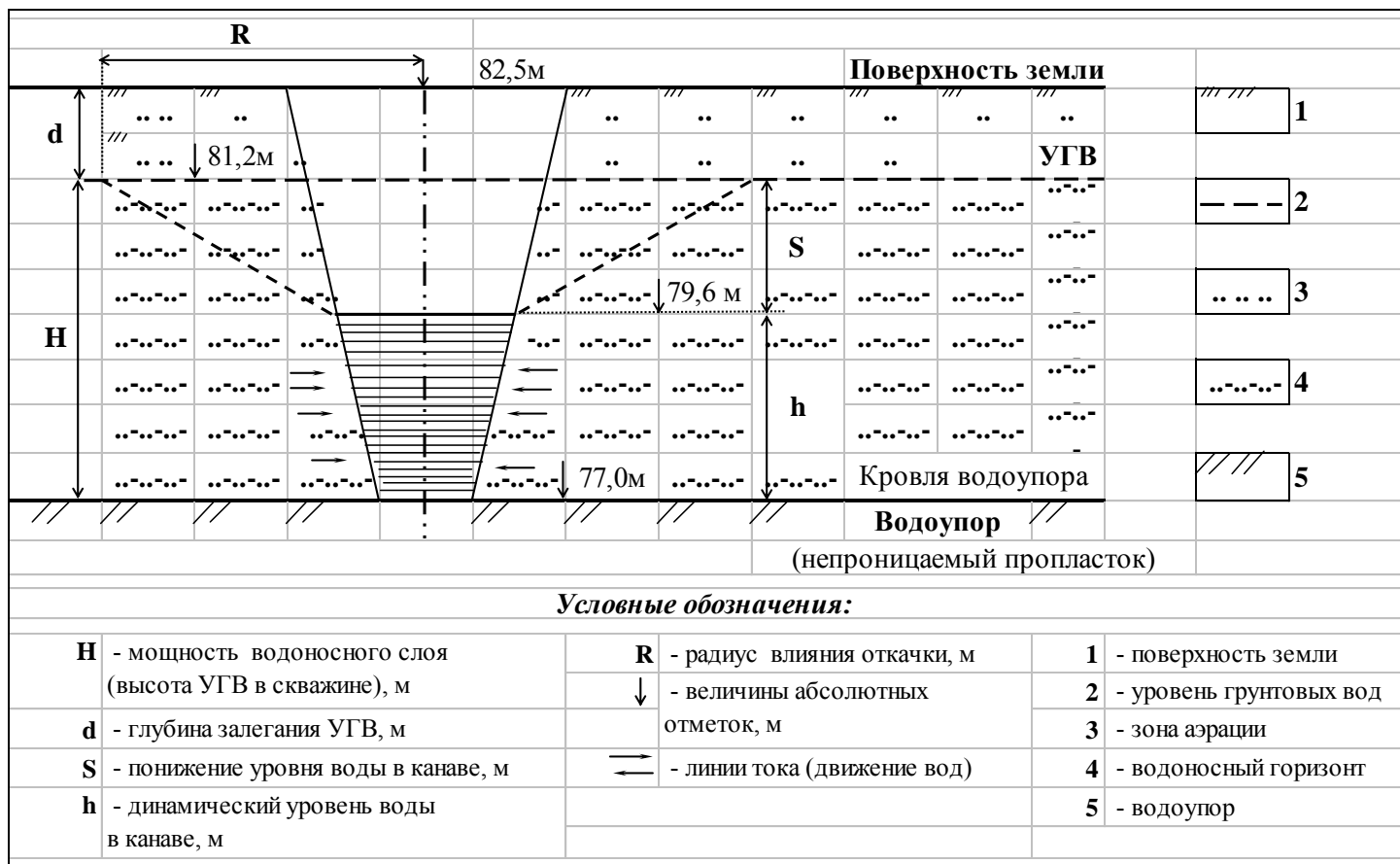


Рисунок 5.3 – Расчетная схема для определения двустороннего притока к совершенной дренажной канаве в бассейне грунтовых вод

Рассмотрим совершенную горизонтальную дрена, заложенную в бассейн безнапорных подземных вод так, что водоносный горизонт вскрывается ею на всей длине (L).

Для выполнения этих заданий необходимо применить нижеследующие формулы и при этом использовать данные, указанные в таблице 5.5.

Пример решения задачи 1а:

1. Определение параметров, указанных в таблице 5.5 – в графах 7÷10 (H, d, S, h), осуществляются путем вычитания и получения разности величин, соответствующих граф, где $h = H - S$ – высота воды в траншее при откачке (динамический уровень).

Например:

- для варианта 1а значение графы 7 – мощность водоносного пласта (H) определяется как разность абсолютных отметок статического уровня и кровли водоупора ($H = 81,2 \text{ м} - 77,0 \text{ м} = 4,2 \text{ м}$);

- значение графы 8 – глубина залегания УГВ определяется как разность абсолютных отметок поверхности земли и статического уровня ($d = 82,5 \text{ м} - 81,2 \text{ м} = 1,3 \text{ м}$);

- и значение графы 9 – понижение уровня (S), равно разности абсолютных отметок статического и динамического уровней ($S = 81,2 \text{ м} - 79,8 \text{ м} = 1,4 \text{ м}$) и т.д.

2. Определение параметра, указанного в графе 12.

Радиус влияния (м) определяется по формуле Кусакина:

$$R = 2 \cdot s \cdot \sqrt{H \cdot K_{\phi}}. \quad (5.9)$$

3. Определение параметра, указанного в графе 13, притока воды к канаве (Q, м³/сут).

Дебит воды во время откачки определяется с учетом двустороннего притока воды к совершенной канаве:

$$Q = \frac{K_{\phi} \cdot L \cdot (H^2 - h^2)}{R}. \quad (5.10)$$

Исходные данные к задаче № 3 по вариантам приводятся в таблице 5.6.

Таблица 5.6 – Исходные данные к задаче 3

№ варианта	Абсолютные отметки, м				Длина дрены, L, м	Коэффициент фильтрации песков, К _ф , м/сут
	поверхности земли	статического уровня	динамического о уровня при откачке	кровли водоупора		
	1	2	3	4	5	6
1	18,6	16,2	14,1	12,4	160	2,3
2	61,7	60,9	59,3	58,1	140	7,2
3	13,2	12,4	11,3	10,2	120	5,3
4	35,2	22,3	20,1	18,7	100	2,0
5	23,6	19,3	16,7	9,2	130	5,3
6	33,3	20,3	12,3	10,0	90	2,0
7	12,3	9,3	4,7	3,2	150	5,3
8	26,6	23,3	9,3	7,7	122	2,0
9	9,2	5,3	3,4	3,3	120	5,3
10	56,3	45,6	23,2	17,4	98	2,0

5.4 Контрольные вопросы

- 1) Что является целью гидрогеологических исследований?
- 2) Какие работы входят в комплекс гидрогеологических работ?
- 3) Что относится к основным гидрогеологическим характеристикам месторождения?
- 4) Чем определяются способы проходки гидрогеологических скважин, их конструкция, состав наблюдений непосредственно при бурении?
- 5) Какие выделяются основные категории гидрогеологических скважин?
- 6) Как подразделяют откачки в зависимости от назначения?

6 Практическое занятие № 6. Понятие о свойствах горных пород

Изучение горных пород в гидрогеологии и инженерной геологии направлено на исследование состава, строения и свойств горных пород, которые определяют их прочность, деформируемость, устойчивость и водопроницаемость.

Физико–механическими свойствами горных пород называют такие, которые определяют их физическое состояние, отношение к воде и закономерности изменения прочности и деформируемости. Соответственно различают свойства *физические, водные и механические*. Их выражают и оценивают с помощью определенных показателей – характеристик.

6.1 Физические свойства грунтов

Физические свойства характеризуют физическое состояние горных пород, т.е. качественную определенность, проявляющуюся в их плотности, влажности, пористости, консистенции, трещиноватости, закарстованности и выветрелости в условиях естественного залегания.

К основным из физических свойств, изучаемых в гидрогеологии и инженерной геологии, относятся **плотность** и **пористость** для всех классов грунтов, а у грунтов полускальных и дисперсных (рыхлых несвязных и мягких связных) – выделяют еще и **влажность**. Кроме этого выделяют и гранулометрический (зерновой) состав для пород без жестких связей между минеральными составляющими.

Основные характеристики грунтов (скальных и полускальных, рыхлых несвязных и мягких связных) сведены в таблицу 6.1.

Таблица 6.1 – Основные характеристики физических свойств горных пород для оценки их физического состояния

Количество	Характеристики	Обозначения	Определение характеристики	Формулы для вычислений	Единицы измерения
1	2	3	4	5	6
1	Плотность породы	ρ	Плотность - отношение массы грунта (включая массы воды, воздуха, газов и других жидкостей в его порах) к занимаемому этим грунтом объему	$\rho = g/V = (g_1 + g_2) / (V_1 + V_2)$	г/см ³
	Объем образца грунта ненарушенного сложения при естественной влажности	V		$V = V_s + V_{II}$ $V = m+n$	см ³ %
2	Плотность минеральной части породы	ρ_s	Отношение массы сухого грунта к объему его твердой части	$\rho_s = g_s/V_s = \rho_d / (1 - (0,01 \cdot W \cdot \rho_d))$ где $W = W_{max}$	г/см ³
3	Плотность скелета породы при естественной пористости	ρ_d	Отношение массы сухого грунта к объему, занимаемому этим грунтом (включая объем пор)	$\rho_d = g_s/V = \rho / (1 + (0,01 \cdot W))$	г/см ³
				$\rho_d = \rho_s / (1 + (0,01 W \cdot \rho_s))$ где $W = W_{max}$	
4	Влажность весовая	W	Отношение массы воды, содержащейся в грунте, к массе сухого грунта	$W = g_2 / g_1 = (g_{II} / g_s) \cdot 100\%$ $W = [(\rho - \rho_d) / \rho_d] \cdot 100\%$ $W = [(1 - \rho_d / \rho_s) / \rho_d] \cdot 100\%$	%

Продолжение таблицы 6.1

1	2	3	4	5	6
5	Пористость	n	Отношение объема пор к объему всего грунта, включая поры	$n = V_{II} / V = (\varepsilon / (1 + \varepsilon)) \cdot 100\%$ $n = [(1 - (\rho_d / \rho_s))] \cdot 100\%$	%
6	Коэффициент пористости	ε, e	Отношение объема пор к объему твердой части (скелета) грунта	$\varepsilon = V_{II} / V_s = n / (1 - n) = n/m$ $\varepsilon = (\rho_s - \rho_d) / \rho_d$	доли единиц
				$\varepsilon = 0,01 \cdot W \cdot \rho_s$, где $W = W_{max}$	
7	Коэффициент водонасыщения (степень влажности)	S_R, G	Отношение объема воды к объему пор грунта - степень заполнения пор водой (ρ_w - плотность воды, г/см ³)	$S_R = W / W_{max}$	доли единиц
				$S_R = (0,01 \cdot W \cdot \rho_s) / (e \cdot \rho_w)$	
8	Полная влагоемкость (влагоемких пород) или водоемкость (невлагоемких пор.)	W_{max}	Влажность грунта, соответствующая полному заполнению пор водой	$W_{max} = \varepsilon \cdot \rho_w / \rho_s$ $W_{max} = [(1 / \rho_d) - (1 / \rho_s)] \cdot \rho_w$	%
9	Коэффициент водоотдачи (для песчаных пород)	K_B, μ	Отношение объема свободно вытекающей (или извлекаемой) из грунта воды (при полном заполнении пор водой) к объему всего грунта	$K_B = (W_{max} - W_m) \cdot 0,01$	доли единиц
				$K_B = (\varepsilon \cdot \rho_w) / \rho_s - (0,01 \cdot W_m)$	

6.1.1 Плотность и показатели плотности – ρ_s , ρ , ρ_d

Плотность горной породы есть ее масса в единице объема.

Единицей плотности в СИ является 1000 кг/м^3 , в метрической – 1 г/см^3 .

Для характеристики и оценки плотности горных пород используют три показателя плотности (см. таблицу 6.1): плотность породы (ρ), плотность скелета породы при естественной пористости (ρ_d) и плотность минеральной части породы (ρ_s).

Плотность породы – это отношение массы грунта (включая массу воды в его порах) к занимаемому этим грунтом объему:

$$\rho = \frac{g}{V}, \quad (6.1)$$

$$\begin{aligned} \text{где } g &= g_{\Pi} + g_s, \\ V &= V_{\Pi} + V_s. \end{aligned}$$

Плотность скелета породы при естественной влажности – это отношение массы сухого грунта к объему, занимаемому этим грунтом:

$$\rho_d = \frac{g_s}{V}, \quad (6.2)$$

$$\text{откуда } g_s = \rho_d \cdot V,$$

где g_s – абсолютно сухая масса грунта, которую получают после вышивания его в термостате при температуре 104°C , г.

Плотность минеральной части породы (или удельная масса) – это отношение массы сухого грунта к объему его твердой части:

$$\rho_s = \frac{g_s}{V_s}, \quad (6.3)$$

Каждый тип породы может иметь некоторые пределы изменения плотности, при следующем соотношении плотностей $\rho_s > \rho > \rho_d$.

Плотность минеральной части пород служит для вычисления других показателей, плотность породы в целом характеризует плотность ее сложения и поэтому позволяет косвенно судить о прочности, деформируемости и устойчивости.

6.1.2 Пористость – n

Пористость – это отношение объема всех мелких и не сообщающихся пустот в данном образце породы ко всему объему образца:

$$n = \frac{V_n}{V}, \quad (6.4)$$

$$\text{откуда } V_n = n \cdot V.$$

Коэффициент пористости – это отношение объема пор к объему твердой части (скелета) грунта:

$$\varepsilon = \frac{V_n}{V_s} \quad (6.5)$$

Пористость и коэффициент пористости связаны следующей формулой:

$$n = \frac{V_n}{V} = \frac{V_n}{V_s + V_n} = \frac{V_n}{V_s \cdot \left(1 + \frac{V_n}{V_s}\right)} = \frac{\varepsilon}{1 + \varepsilon} \quad (6.6)$$

Пористость грунтов определяется расчетом, так как лабораторные методы непригодны в связи с тем, что при заполнении пор водой породы набухают, и тем самым их пористость возрастает, и уже не будет соответствовать естественной пористости грунтов. Пористость определяется через показатель плотности минеральной части породы по формулам:

$$\rho_s = \frac{g_s}{V_s} = \frac{g_s}{V - V_n} = \frac{\rho_d \cdot V}{V - (n \cdot V)} = \frac{\rho_d \cdot V}{V \cdot (1 - n)} = \frac{\rho_d}{1 - n}, \text{ откуда } n = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s}, \quad (6.7).$$

Коэффициент пористости равен:

$$\varepsilon = \frac{\rho_s - \rho_d}{\rho_d} \quad (6.8)$$

Коэффициент пористости (ε) песчаных и глинистых пород – это одна из основных характеристик, используемых при расчетах осадок сооружений (СНиП II – 15 – 74).

6.1.3 Влажность – W

Влажность характеризуется количеством воды, заполняющей поры породы (таблица 6.1).

Физическое состояние и свойства горной породы зависят от их влажности, которая определяется отношением массы воды, заполняющей поры к массе сухой породы. Это весовая влажность:

$$W = \frac{g_n}{g_s} \cdot 100\%, \quad (6.9)$$

где g_n , g_s – масса пор породы с воздухом и с пластовой водой и абсолютно сухая масса грунта, соответственно, г; W – влажность весовая или естественная, %.

$$\text{откуда } g_n = W \cdot g_s, \text{ где } g = g_n + g_s \quad (6.10)$$

Влажность выражается в долях единиц или в процентах.

Преобразуем, формулы 6.9 и 6.10, и получим взаимосвязь влажности с плотностью породы:

$$g = W \cdot g_s + g_s = g_s \cdot (W + 1), \text{ или } \rho \cdot V = g_s \cdot (W + 1) \quad (6.11)$$

$$\text{откуда } \rho = \frac{g_s}{V} \cdot (1 + W), \text{ или } \rho = \rho_d \cdot (1 + W) \quad (6.12)$$

То есть, чем выше влажность, тем больше плотность породы.

Если влажность определена по естественным образцам породы, она называется естественной – $W_{\text{ест}}$.

Влажность песчаных и глинистых пород может изменяться в значительных пределах. Например, влажность песка в зоне аэрации – 4÷5 %, в зоне капиллярного поднятия и насыщения – 27÷30 % и достигает 40 %; влажность глинистых пород, современных, достигает 80 – 90 %, а уплотненные глины имеют влажность от 12÷15 % до 50÷60 %, а в аргиллитах (плотные глины) снижается до 3÷5 %.

Из одного состояния в другое глинистая порода переходит только при определенном значении влажности. Влажность, при которой грунт нарушенного сложения переходит из твердого состояния в пластичное, или наоборот, называется границей раскатывания (W_p). Влажность, при которой связный грунт нарушенного сложения переходит из пластичного состояния в текучее, или наоборот, называется границей текучести (W_T).

Разница между границей текучести (W_T) и границей раскатывания (W_p) называется числом пластичности (I_p) – это интервал влажности, в пределах которого глинистый грунт, лишенный кристаллических структурных связей (перемятый), находится в пластичном состоянии. Это такое состояние, когда под действием внешней силы они могут принимать различную форму и сохранять ее после устранения этой силы, не изменяя при этом своего объема.

Если сравнить естественную влажность породы с характерными влажностями, соответствующими пределам консистенции, то можно получить приближенное представление о ее состоянии, как это показано в таблице 6.2.

Так, например, если $W > W_T$, то глинистая порода после нарушения естественного сложения должна стать текучей, если $W_p < W < W_T$ – пластичной и если $W < W_p$ – твердой.

Таблица 6.2 – Физические свойства глинистых пород нарушенного сложения

Пример значений		Физическое состояние глинистых после нарушения естественного сложения		
Консистенция (показатель текучести)	Относительная консистенция	Физическое состояние после нарушения естественного сложения	Консистенция (форма)	Соотношение влажностей
$W(I_p)$	D_k			
1	2	3	4	5
1,700	-0,700	текучее	жидкотекучая	$W > W_T$
1,040	-0,040	текучее	вязкотекучая	$W \geq W_T$
0,950	0,050	переход от текучей к пластичной	липко-пластичная	$W \leq W_T$
0,560	0,440	пластичное	вязко-пластичная	$W_p < W < W_T$
0,600	0,400	пластичное	вязко-пластичная	$W_p < W < W_T$
0,000	1,000	полутвердое	полутвердая	$W = W_p$
-0,260	1,260	переход от полутвердой к твердой	полутвердая	$W \leq W_p$
-1,800	2,800	твердое	твердая	$W < W_p$

Поэтому при оценке консистенции глинистых пород в условиях естественного залегания это обстоятельство следует учитывать.

Согласно строительным нормам и правилам на проектирование естественных оснований зданий и сооружений, для ориентировочного суждения о состоянии глинистых пород в условиях естественного залегания следует определять показатель консистенции:

$$B(I_p) = \frac{W - W_p}{W_T - W_p}, \quad (6.13)$$

где $B(I_p)$ – показатель текучести,

W – весовая влажность,

W_p – влажность на границе пластичности (раскатывания),

W_T – влажность на границе текучести.

Удобной характеристикой состояния глинистых пород является показатель их относительной консистенции (D_k), который связан с показателем консистенции следующим уравнением:

$$D_k = \frac{W_T - W}{W_T - W_p} = 1 - B(I_p), \quad (6.14)$$

Однако критерии для классификации и оценки консистенции глинистых пород естественного сложения пока не установлены.

6.2 Водные свойства горных пород

Водные свойства горных пород определяются в их способности изменять состояние, прочность и устойчивость при взаимодействии с водой, поглощать и удерживать воду или фильтровать ее.

В природных условиях в грунтах всегда содержится вода, но ее количество, т.е. влажность (W), может изменяться в широких пределах.

Подземную воду следует рассматривать как физически самостоятельное тело, которое может находиться в грунтах, как в капельно–жидком, так и в твердом (в виде льда) или газообразном (в виде пара) состоянии.

1) воды в *свободном* состоянии, способные к самостоятельным формам движения, различным, в зависимости от конкретного вида воды;

2) воды в *связанном* состоянии, не способные к самостоятельным формам движения, без перехода в свободное состояние (в другие виды воды).

В настоящее время, учитывая степень подвижности воды, различают несколько форм связей воды в грунтах.

Итак, с учетом современных представлений классификация подземных вод выделяет в подземной гидросфере пять видов воды: *парообразную, твердую, физически свободную, физически и химически связанную*.

6.2.1 Важнейшие свойства грунтов, определяющие их отношение к воде

Важнейшими свойствами грунтов, определяющими их отношение к воде, является влагоемкость, водопроницаемость, капиллярность, а у глинистых грунтов, кроме того, размокание, набухание и усадка и др.

Полная влагоемкость (W_{max}) – это влажность грунта, выраженная в долях единиц, при полном заполнении его пор водой.

Максимальная молекулярная влагоемкость (W_m) – способность грунта удерживать в себе пленочную или гигроскопическую воду, тесно связанную с частицами грунта.

По разности полной и максимальной молекулярной влагоемкости находят количество воды, которое может отдать грунт при дренировании. **У песков эта разница называется водоотдачей (W_B)**. Она характеризует водообильность насыщенного водой песчаного грунта и должна учитываться при расчетах добычи подземных вод.

$$W_B = W_{max} - W_m, \quad (6.15)$$

где W_B – водоотдача рыхлых пород, %;

W_{max} – полная влагоемкости (водоемкости), %;

W_m – максимальная молекулярная влагоемкость, %.

Она характеризует, какая часть воды (%) от общего ее содержания в породе свободно стекает.

Для количественной характеристики водоотдачи служит также **коэффициент водоотдачи K_B** , равный отношению объема стекающей воды к объему породы, выраженный в долях единицы.

Преобразуем формулу 6.15 и получим выражение для вычисления коэффициента водоотдачи – формула 6.16:

$$K_B = \frac{\varepsilon}{\rho_s} \cdot \rho_w - 0,01 \cdot W_m, \quad (6.16)$$

где K_B – коэффициент водоотдачи рыхлых пород, доли единиц;

ε – коэффициент пористости породы доли единиц;

ρ_s – плотность минеральной части породы при естественной влажности, г/см³;

ρ_w – плотность пластовой воды, г/см³.

W_m – максимальная молекулярная влагоемкость, доли единиц.

Характеристикой водопроницаемости грунта является коэффициент фильтрации (K_f), т.е. скорость прохождения воды через грунт при градиенте напора равном единице. Коэффициент фильтрации выражают в см/сек или м/сут.

Капиллярная влагоемкость – способность грунта заполнять только капиллярные поры в результате поднятия капиллярной воды снизу, от свободного уровня воды.

Полная и капиллярная влагоемкости для одного и того же вида грунта могут значительно изменяться в зависимости от его плотности, характера сложения и структуры.

Водоустойчивость – способность горных пород сохранять свое физическое состояние и прочность при увлажнении или изменении влажного режима. Водоустойчивость имеет особое значение **для глинистых пород**.

Такие показатели как прочность при сжатии и сдвиге, липкость, пластичность, размокание, набухание, усадка и другие свойства в значительной степени зависят от степени увлажнения грунтов.

6.3 Механические свойства грунтов

Согласно В.Д. Ломтадзе, механические свойства горных пород определяют их поведение под воздействием внешних усилий — нагрузки.

В свою очередь нагрузки, не превышающие критические, не приводят к разрушению горной породы, а деформируют ее по объему или сдвигу, вызывая:

1) **деформации объема** (деформируемость) — способность изменять под нагрузкой форму сложения и объем без изменения массы, т.е., представляющие собой изменение линейных размеров и объема образцов породы при механическом воздействии на них;

2) **деформации сдвига** (прочность), характеризующие сопротивляемость породы различным видам разрушающих нагрузок, или точнее, способность воспринимать те или иные нагрузки, в определенных пределах и условиях, не разрушаясь.

Эти свойства выражают и оценивают деформационными и прочностными показателями, а именно: деформируемость — **показателями сжимаемости**, а прочность — **сопротивлением сдвигу**.

С учетом характера деформирования твердые породы разделяют на собственно твердые (скальные) и полутвердые (полускальные), а породы слабые, т.е. дисперсные — на связные и несвязные (ГОСТ 25100).

Согласно принятой классификации горные породы отнесены к двум основным классам грунтов:

Первый класс — скальные грунты (группы скальных и полускальных). К ним относятся магматические, метаморфические и осадочные горные породы.

Второй класс — дисперсные грунты (мягкие связные и рыхлые несвязные или раздельнозернистые). К ним относятся только осадочные горные породы,

которые по физико–механическим свойствам существенно отличаются от скальных и полускальных. Поэтому для их характеристики и оценки обычно используют больше различных показателей. Специфическая особенность связных пород — существенное влияние фактора времени на их деформацию и прочность при сравнительно невысоких напряжениях, измеряющихся десятками (иногда сотыми) долями мегапаскалей. Рыхлые несвязные породы состоят из минеральных частиц, находящихся в простом соприкосновении, и поэтому не обладают связностью. Частицы, слагающие скелет породы, отличаются по размерам, форме и минералогическому составу.

6.3.1 Понятие об устойчивости грунтов под нагрузкой

Под устойчивостью грунтов следует понимать способность их воспринимать те или иные нагрузки без образования деформаций сжатия или при сдвиге выше допустимых пределов.

Устойчивость грунтов – величина переменная и в основном зависит от степени их влажности и пористости. При этом влажность и пористость грунта, соответствующие максимальной его устойчивости, для каждой категории грунта различны и зависят от генезиса грунта, его химико–минералогического состава, гранулометрического состава и других особенностей.

6.3.2 Деформация. Зависимость между давлением и пористостью

Горные породы под действием внешних или внутренних сил могут деформироваться, т. Е. изменять взаимное расположение слагающих их компонентов и как следствие – форму сложения и иногда объем.

В зависимости от инженерно–геологических особенностей породы ее разрушение может происходить с полной потерей сил связи между минеральными составляющими в определенной зоне образца (*для хрупких пород*) или с образованием остаточных деформаций (*для пластичных пород*).

Основными количественными характеристиками механических свойств пород при проектировании оснований зданий и сооружений и расчетах их осадок (СниП II–15–74), являются следующие параметры:

E_y – модуль упругости (модуль Юнга);

μ – коэффициент поперечной деформации (коэффициент Пуассона);

ξ – коэффициент бокового давления;

E_0 – модуль общей деформации.

6.3.3 Прочность. Сопротивление грунта сжатию, разрыву и сдвигу

Прочностные свойства характеризуют поведение грунта под нагрузками, равными или превышающими критические, и определяются только при разрушении грунта.

Прочность скальных и полускальных горных пород принято выражать и оценивать временным сопротивлением сжатию, растяжению (разрыву), сдвигу (скалыванию) и реже изгибу.

Сопротивление грунтов сдвигу является их важнейшим прочностным свойством, знание которого необходимо для решения разнообразных инженерно–геологических задач. Под действием некоторой внешней нагрузки в определенных зонах грунта связи между частицами разрушаются и происходит смещение (сдвиг) одних частиц относительно других — грунт приобретает способность неограниченно деформироваться под данной нагрузкой. Разрушение массива грунта происходит в виде перемещения одной части массива относительно другой (оползание откоса, выпор грунта из–под сооружения и т. П.).

Под сопротивлением грунтов сдвигу понимают наименьшее касательное напряжение – τ , при котором грунт, находящийся под нормальным давлением – δ , срезается (сдвигается).

Сопротивление сыпучих грунтов сдвигу складывается из трения и сцепления. Эта зависимость может быть сформулирована: сопротивление сыпучих грунтов

сдвигу – есть сопротивление трению, прямо пропорциональное нормальному давлению.

Сопротивление грунтов сдвигу в определенном диапазоне давлений (от десятых долей до целых единиц МПа) может быть выражено линейной зависимостью, установленной К. Кулоном еще в 1773 году:

$$\tau = \delta \cdot \operatorname{tg} \varphi + C = \delta \cdot f + C, \quad (6.17)$$

где, τ – предельное сдвигающее напряжение (сопротивление сдвигу); кг/см² или МПа, определяется экспериментально;

δ – нормальное удельное напряжение, кг/см² или МПа;

$\operatorname{tg} \varphi$ – коэффициент внутреннего трения;

φ – угол внутреннего трения;

C – удельное сцепление, кг/см² или МПа.

В песчаных грунтах показатель « C » имеет очень малое значение (для чистых песков, в частности кварцевых, он равен нулю).

Силу « C », сопротивляющуюся сдвигу при отсутствии внешней нагрузки, называют *сцеплением*.

6.4 Порядок выполнения практического занятия №6

Цель любых инженерно–геологических исследований заключается в получении информации об инженерно–геологических условиях, в том числе о составе и свойствах горной породы (грунтов).

Данные о составе горных пород, их структуре и текстуре получают в ходе инженерно–геологического опробования. Оно сводится отбору необходимого количества проб пород из естественных обнажений, горных выработок и буровых скважин в процессе полевых работ. Отбор проб (опробование горных

пород) проводится в процессе инженерно–геологической съемки, разведочных и опытных работ на каждой стадии инженерных изысканий.

Кроме этого учитываются показатели: выветрелости, водорастворимости, водопоглощения, водонасыщения размягчаемости в воде, водопроницаемости (для трещинных пород), засоленности и пр.

6.4.1 Примеры определения основных характеристик физических свойств горных пород

Дано:

Данные для решения задач – таблицы 6.3; 6.5; 6.7.

Примеры определения основных характеристик физических свойств горных пород на образцах ненарушенной и нарушенной структуры, представлены в таблицах 6.4; 6.6; 6.8.

Задание:

Определить расчетные параметры по одному из представленных вариантов (таблицы 6.3; 6.5; 6.7):

- 1) физические свойства горных пород (глинистых и песчаных) ненарушенного сложения (задача № 1);
- 2) физические свойства горных пород (песчаных) ненарушенного сложения (задача № 2);
- 3) физические свойства глинистых пород нарушенного сложения (задача № 3);
- 4) дать определение физическим характеристикам;
- 5) привести расчетные формулы (см. таблицу 1.1 и теоретическую часть настоящей главы).

Описание подробного решения задачи № 1 при определении:

- 1) естественной влажности (W) – см. формулу 6.9 настоящего раздела;
- 2) плотности минеральной части породы (ρ_s) – см. формулу 6.3 настоящего раздела;

- 3) плотности скелета породы (ρ_d) – через полную влагоемкость (W_{\max}), см. таблицу 6.1 настоящей главы;
- 4) пористости (n) – см. формулу 6.7;
- 5) коэффициента пористости (ε), – см. формулу 6.8;
- 6) объема пор породы с пластовой водой (V_n), – через преобразование формулы 6.5;
- 7) объемной плотности (ρ) – см. формулу 6.1;
- 8) коэффициента водоотдачи песков (K_B) – см. формулу 6.16.

Описание подробного решения задачи № 2 при определении:

- 1) массы пор породы с воздухом и с пластовой водой (g_n) – как разности граф 3 и 4;
- 2) объема режущего кольца (V) – по формуле: $V = \frac{3,14 \cdot D^2 \cdot h}{4}$, (6.17);
- 3) естественной влажности (W) – см. формулу 6.9 настоящей главы;
- 4) плотности образца грунта при естественной влажности (ρ) – см. формулу 6.1.

Описание подробного решения задачи № 3 при определении:

- 1) числа пластичности (I_p) – как разности между W_t и W_p ;
- 2) консистенции ($B(I_p)$) – см. формулу 6.13;
- 3) относительной консистенции (D_k) – см. формулу 6.14.

Таблица 6.3 – Данные для решения задачи 1. Физические свойства горных пород ненарушенного сложения

№ варианта	Масса образца грунта		Масса пор породы с пластовой водой, g_p , Г	Объем минеральной части грунта, V_s , см ³	Плотность пластовой воды, ρ_w , г/см ³	Полная влажность, W_{max} %		Молекулярная максимальная влагоемкость, W_m , %
	естественной влажности, g , Г	после сушки в термостате, g_s , Г				глинистых пород	песчаных пород	
			1	2	3			4
1	88,35	75,44	12,91	26,82	1,00		18,3	16,2
2	94,46	70,34	24,12	25,67	1,00	37,0		
3	99,67	85,16	14,51	28,85	1,00		21,3	19,0
4	86,14	72,41	13,73	27,66	1,00		20,1	18,9
5	88,35	70,34	18,01	25,32	1,00	27,1		
6	94,46	78,48	15,98	22,17	1,00		24,5	22,0
7	99,67	75,62	24,05	20,13	1,00	33,7		
8	87,52	68,25	19,27	30,48	1,00	29,9		
9	86,14	70,34	15,80	28,22	1,00	23,8		
10	76,16	72,41	3,75	26,82	1,00		5,5	5,0

Задание– Определить количественные характеристики физических свойств горных пород:

1. По данным испытания грунтов ненарушенной структуры **рассчитывают следующие параметры в установленном порядке:** естественной влажности (W); далее, косвенным методом **определить** – плотность минеральной части породы (ρ_s), плотность скелета породы (ρ_d), пористость (n) и коэффициент пористости (ε), объем пор породы с пластовой водой (V_{II}), объемную плотность (ρ), коэффициент водоотдачи песков (K_B).

2. Ниже рассмотрено подробное решение задачи № 1, данные определения расчетных параметров приведены в таблице 6.4.

Таблица 6.4 – Пример решения задачи № 1

№ варианта	Масса образца грунта		Масса пор породы с пластовой водой, g_p , Г	Объем минеральной части грунта, V_s , см ³	Плотность пластовой воды, ρ_w , г/см ³	Полная влажность, W_{max} %		Молекулярная максимальная влагоемкость, W_m , %
	естественной влажности, g , Г	после сушки в термостате, g_s , Г				глинистых пород	песчаных пород	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Дано:								
10	76,16	72,41	3,75	26,82	1,00		5,5	5,0
2а	87,52	81,09	6,43	30,48	1,00		8,4	6,2
Определить:								
№ варианта	Естест- венная влажность, W , %	Плотность минеральной части породы, ρ_s , г/см ³	Плотность скелета породы, ρ_d , г/см ³	Пористость, n , %	Кoeffи- циент порис- тости, e , доли единиц	Объем пор породы с пластовой водой, V_p , см ³	Плотность образца грунта при естест- венной влажности, ρ , г/см ³	Кoeffициент водоотдачи песчаных пород, K_v , доли единиц
10	5,1	2,69	2,34	13	0,149	3,99	2,47	0,005
2а	7,90	2,66	2,17	18,3	0,223	6,81	2,35	0,022

Таблица 6.5 – Данные для решения задачи 2. Физические свойства горных пород ненарушенного сложения

№ варианта	Диаметр режущего кольца, D, см	Высота режущего кольца, h, см	Масса образца грунта при естественной влажности, g, Г	Масса после сушки в термостате, g _s , Г
	1	2	3	4
1	5	2,55	98	80
2	5	2,55	77	65
3	5	2,55	68	60
4	5	2,55	78	68
5	5	2,55	91	61
6	5	2,55	88	75
7	5	2,55	110	90
8	5	2,55	102	85
9	5	2,55	90	80
10	5	2,55	88	70

Задание– Определить количественные характеристики физических свойств горных пород:

1. Из монолита с помощью режущего кольца вырезают образец и **рассчитывают следующие параметры в установленном порядке:** массы пор породы, заключенной в режущее кольцо, с воздухом и с пластовой водой (g_{II}); объема режущего кольца (V); естественной влажности (W); плотности образца грунта при естественной влажности(ρ).
2. Перед опытом режущее кольцо взвешивают на технических весах с точностью до 0,01 г и получают массу m_1 .
3. Масса образца грунта при естественной влажности (g) равна массе режущего кольца (m_1) и массе грунта, заключенном в режущее кольцо (m_2); масса образца грунта после сушки в термостате (g_s) равна массе режущего кольца (m_1) и массе сухого грунта, заключенного в режущее кольцо (m_3).
4. Ниже рассмотрено подробное решение задачи № 2, данные определения расчетных параметров приведены в таблице 1.8.

Таблица 6.6 – Пример решения задачи № 2

№ варианта	Диаметр режущего кольца,	Высота режущего кольца,	Масса образца грунта при естественной влажности,	Масса после сушки в термостате,	Масса пор породы с воздухом и с пластовой водой,	Объем режущего кольца,	Естественная влажность,	Плотность образца грунта при естественной влажности,
	D, см	h, см	g, г	g_s , г	g_{II} , г	V , см ³	W, %	ρ , г/см ³
	Дано:				Определить:			
	1	2	3	4	5	6	7	8
10	5	2,55	88	80	8	50	10	1,76

Таблица 6.7 – Данные для решения задачи 3. Физические свойства глинистых пород нарушенного сложения

№ варианта	Естественная влажность	Влажность на границе текучести	Влажность на границе раскатывания
	W, %	W _T , %	W _p , %
	1	2	3
1	42	28	5
2	33	32	7
3	21	22	3
4	13	17	8
5	47	58	30
6	10	24	10
7	15	20	16
8	28	60	48
9	44	30	7
10	35	34	10

Задание– Определить количественные характеристики физических свойств горных пород:

2. Используя данные естественной и характерных влажностей грунтов **рассчитывают следующие параметры в установленном порядке:** число пластичности (I_p); консистенцию ($B(I_p)$); относительную консистенцию (D_k).

3. Далее определяют физическое состояние грунтов и их форму.

4. Ниже рассмотрено подробное решение задачи № 3, данные определения расчетных параметров приведены в таблице 6.8.

Таблица 6.8 – Пример решения задачи № 3

№ варианта	Естественная влажность	Влажность на границе текучести	Влажность на границе раскатывания	Число пластичности	Консистенция (показатель текучести)	Относительная консистенция
	W, %	W _т , %	W _р , %	I _р , %	B(I _р)	Дк = 1-B(I _р)
	1	2	3	4	5	6
Дано:				Определить:		
10	35	34	10	24	1,041	-0,041
2а	31	30	17	13	1,038	-0,038
3а	23	24	5	19	0,947	0,053
4а	15	19	10	9	0,556	0,444
5а	49	60	33	27	0,593	0,407
6а	15	24	15	9	0,000	1,000
7а	18	23	19	4	-0,250	1,250
8а	25	52	42	10	-1,700	2,700
Определение физического состояния глинистых грунтов после нарушения их естественного сложения						
№ варианта	Физическое состояние после нарушения естественного сложения		Консистенция (форма)		Соотношение влажностей	
	7		8		9	
10	текучее		вязкотекучая		W > W _т	
2а	текучее		вязко-текучая		W ≥ W _т	
3а	переход от текучей к пластичной		липко-пластичная		W ≤ W _т	
4а	пластичное		вязко-пластичная		W _р < W < W _т	
5а	пластичное		полутвердая		W _р < W < W _т	
6а	полутвердое		полутвердая		W = W _р	
7а	переход от полутвердой к твердой		твердая		W ≤ W _р	
8а	твердое		жидкотекучая		W < W _р	

6.5 Контрольные вопросы

1. Приведите общие сведения о генетических типах горных пород.
2. Что такое факториальные характеристики породы?
3. Какими показателями пользуются для оценки плотности свойств пород.
4. Поясните понятия «скважность» и «пористость» породы.
5. Скважность (пустотность) горных пород. Общая, открытая и активная скважность.
6. Основные морфометрические типы скважности (пористость, трещиноватость, кавернозность).
7. Какие показатели характеризуют пористость горных пород?
8. Перечислите методы оценки пористости пород.
9. Какие показатели характеризуют влажность горной породы?
10. Укажите пределы изменения степени водонасыщения породы.
11. Водоотдача и недостаток насыщения.
12. Влажность и влагоемкость горных пород. Характерные виды влагоемкости.
13. Классификация видов воды в горных породах.
14. Что такое зерновой состав породы?
15. Назовите методы зернового анализа пород.
16. Как можно оценить степень однородности породы?

7 Практическое занятие № 7. Составление инженерно–геологической колонки и разреза

В процессе планирования, проектирования, строительства и эксплуатации зданий и сооружений используется информация, заключенная в отчетных инженерно–геологических материалах, составленных по результатам полевых инженерно–геологических исследований.

К числу главнейших отчетных материалов относятся: отчеты об инженерно–геологических исследованиях, карты и разрезы, графики опытных работ, другие материалы.

Инженерно–геологические карты – это карты, на которых изображены наборы компонентов инженерно–геологических условий.

Различают мелкомасштабные (1:1000000 и мельче), среднемасштабные (1:500000 – 1:1000000) и крупномасштабные (1:500000 и крупнее) карты.

Мелкомасштабные используют при планировании народного хозяйства, составлении схем развития и размещения его отраслей. Карты среднего масштаба применяются для составления схемы развития и размещения отраслей промышленности, а также для вариантных проработок (сравнение и выбор варианта). Карты крупного масштаба используют для решения вопросов проектирования сооружений (сравнение вариантов), выделение участков индивидуального и типового проектирования, составление генеральных планов городов (поселков) и т.д., (масштаб 1:5000 и крупнее).

Инженерно геологический разрез – графическая модель вертикального сечения, литосферы, отражающая: геологическое строение, минеральный и гранулометрический состав пород, тектоническое строение и трещиноватость пород, гидрогеологическое строение и химические характеристики подземных вод, показатели свойств грунтов.

Разрезы, как и карты, разделяются по масштабам. Глубина разреза определяется задачами исследований. Разрезы ориентируют либо по главным

направлениям изменчивости инженерно–геологических условий, либо по расчетным сечениям, осям и контурам сооружений.

Колонка скважины представляет собой инженерно–геологический разрез по одной выработке (скважине или шурфу) с отражением тех же данных, что и на разрезе.

Цель работы: научить студентов по имеющимся данным изысканий строить инженерно–геологические колонки и разрезы и разбираться в инженерно–геологическом строении площадки.

Материалы: послойное описание грунтов в скважинах с указанием возраста и уровней подземных вод (таблица 7.1), координаты скважин (таблица 7.2).

ХОД РАБОТЫ

1. По имеющимся координатам строят на миллиметровой бумаге план размещения скважин в масштабе, указанном в варианте работы.

Для этого определяют максимальное и минимальное значение x и y , округляя их до 10м, крестами через 10см разбивают координатную сетку и расписывают ее снизу вверх (по x) и слева направо (по y) от минимального до максимального значения. Затем точкой от пересечения координат x и y отмечают на сетке положение каждой скважины и отмечают скважину ее условным знаком. Порядок оформления плана дан в приложении 3 к лабораторной работе.

2. На построенном плане расположения скважин намечают линии разрезов, соединяя прямыми линиями точки расположения скважин в продольном (слева направо) и поперечном направлениях (снизу вверх). Линии разрезов нумеруют римскими цифрами с обеих сторон (I–I, II–II и т.д.).

3. Для построения разреза выбирают горизонтальный и вертикальный масштабы (вертикальный, как правило, в 10 раз крупнее горизонтального). Строят и размечают вертикальную шкалу высот и горизонтальную рамку.

Шкалу высот расписывают таким образом, чтобы в ее пределах уместились в выбранном масштабе все скважины разреза, поэтому надо

учитывать отметки устья и глубины скважин. Если перепады высот и глубины скважин не позволяют пользоваться выбранным вертикальным масштабом, его можно изменить на более подходящий. В пределах горизонтальной рамки точкой и условным значком наносят крайнюю слева в разрезе скважину, а затем от нее вправо откладывают в горизонтальном масштабе следующую скважину и т.д. затем пунктирной линией из каждой точки, обозначающей скважину, восстанавливаем перпендикуляр до абсолютной отметки, соответствующей устью скважины. Устья скважин соединяем плавной линией, которая соответствует рельефу местности. В масштабе откладываем от устья глубину скважины и оконтуриваем скважину. У забоя скважины справа пишем цифрой глубину скважины.

3. Обработываем имеющееся полевое описание грунтов. По одной из скважин выделяем сверху вниз отдельные слои, отличающиеся по своим признакам (литологии, структуре, текстуре, степени обводненности, цвету, включениям и т.д.) от других слоев и производим их нумерацию (слой 1, слой 2 и т.д.) сверху вниз, начиная с более молодых по возрасту. Возраст слоя указан соответствующим индексом (четвертичные – Q, неогеновые – N, палеогеновые – P_g и т.п.). Точно таким же по описанию и возрасту слоям в других скважинах разреза приписывается тот же номер. Появившийся в какой – либо из скважин новый слой получает свой номер соответственно возрасту, что может внести изменение в уже сложившуюся нумерацию слоев. В результате таких корректив складывается, наконец, единая нумерация всех слоев разреза, которая затем будет отражена и в условных обозначениях разреза. Например:

СЛОЙ 1. ПОЧВЕННО–РАСТИТЕЛЬНЫЙ

СЛОЙ 2. СУГЛИНОК ЭЛЮВИАЛЬНЫЙ, ЖЕЛТО–БУРЫЙ, ТВЕРДЫЙ.

СЛОЙ 3. ГЛИНА КОРИЧНЕВАЯ, ПОЛУТВЕРДАЯ, ПЛОТНАЯ.

СЛОЙ 4. ПЕСОК СЕРЫЙ КВАРЦЕВЫЙ, СУХОЙ.

4. Имея по каждой скважине нумерацию слоев и интервалы их залегания, строим на разрезе колонку каждой скважины: от устья в масштабе откладываем мощность первого слоя и отмечаем горизонтальной черточкой его

подошву, справа ставим цифру, соответствующую глубине подошвы. Таким же образом отмечаем подошвы всех остальных слоев. В пределах оконтуренной на разрезе скважины условным значком указываем консистенцию глинистых грунтов или степень обводненности песчаных и крупнообломочных грунтов. У каждой скважины показывается также уровень вскрытых подземных вод и его абсолютная отметка (значком и цифрой). Кроме того, в колонке скважины условными значками могут быть показаны места отбора проб грунта ненарушенной структуры (монолитов) и нарушенной структуры или же места отбора проб воды.

Если построение колонки скважины ведется вне разреза, то тут же приводится и описание каждого слоя.

На разрезе же после построения колонки каждой скважины соединяем подошву и кровли одинаковых слоев по обе стороны от контура скважины плавными линиями: каждый слой заштриховываем соответствующими ему условными значками и помечаем соответствующим ему номером. Уровень подземных вод на разрезе вырисовывается также в виде плавной кривой, соединяющей его отметки у каждой скважины. По отдельным скважинам, не вошедшим в разрез, составляются инженерно–геологические колонки. После разрезов и колонок на листе помещаем условные обозначения.

Работа выполняется на листе шириной 237 и 420 мм, лист оконтуривается рамкой шириной 5мм (слева поле 25мм), в правом нижнем углу помещается штамп.

Таблица 7.1 – Описание грунтов в выработках

№ Скв.	Мощность/возраст	Описание слоев
1	2	3
Скв.1	1. 0,0–0,2м Q _{ГЧс}	Почвенно–растительный слой. Насыпной грунт – планомерно возведенная насыпь. Суглинок полутвердый, желто–бурый, плотный, с включением щебня изверженных пород до 30%. Грунт слежавшийся. Возраст насыпи 15 лет.
	2. 0,2–1,6м Q _{ГЧс}	
	3. 1,6–5,4м Q _{Шд}	Суглинок делювиальный тугопластичный, желто–бурый, макропористый, карбонатизированный. <u>Образцы</u> – инт. 2,0–2,4м 3,0–3,2м 4,0–4,3м 5,0–5,2м
	4. 5,4–8,3м Q _{Шд}	Суглинок делювиальный мягкопластичный, бурый, с включением гальки до 10%, к подошве с редкими прослоями песка бурого, полимиктового, влажного. <u>Образцы</u> – инт. 6,0–6,4м 7,0–7,2м 8,0–8,3м
	5. 8,3–9,0м Q _{II–III al}	Песчано–гравийный аллювиальный грунт. Песок бурый, полимиктовый, мелкозернистый. Гравий магматических пород размером от 2 до 5 мм. Грунт обводнен. <u>Образец</u> в инт. 8,5–9,0м
	6. 9,0–9,5м Q _{II–III al}	Гравийно–галечниковый аллювиальный грунт с песчаным заполнителем до 30%. Галька и гравий магматических пород. Песок разнозернистый, бурый, полимиктовый. Грунт обводнен. Появившийся уровень 8,3.м Установившийся уровень 8,0м
Шурф 2	1. 0,0–0,5м Q _{ГЧс} 2. 0,5–6,3м Q _{Шд}	Почвенно–растительный грунт. Суглинок делювиальный, мягкопластичный, бурый с включением гальки до 15%. Монолиты: 1,0–1,4м 3,0–3,3м 5,0–5,4м Образцы: 2,0–2,10м 4,0–4,20м 6,0–6,2м

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
Скв.3	1. 0,0–0,4м Q _{IYε}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,4–4,0м Q _{IIIд}	Суглинок делювиальный тугопластичный, желто–бурый, макропористый, с карбонатными стяжениями и пятнами. Образцы в инт.: 1,0–1,4м 2,0–2,4м 3,0–3,2м
	3. 4,0–9,2 м Q _{IIIд}	Суглинок тот же, но мягкопластичный. Образцы в инт.: 5,0–5,2м 6,0–6,2м 8,0–8,2м
	4. 9,2–9,6 м Q _{II–III}	Гравийно–галечниковый аллювиальный грунт с песчаным заполнителем до 25% (песок полимиктовый, разнозернистый). Галька и гравий представлены магматическими породами–гранитами, гранодиоритами. Грунт обводнен. Образец в инт.: 9,2–9,4м Появившийся уровень – 9,2м Установившийся – 9,0м.
Скв.4	1. 0,0–0,7м Q _{IYε}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,07–2,8м Q _{III lim–b}	Суглинок озерно–болотный, мягко–пластичный, темно–бурый, с включением разложившихся растительных остатков. Образцы в инт.: 2,0–2,2м
	3. 2,8–4,3м Q _{IIIд}	Суглинок делювиальный, тугопластичный, желто–бурый, с единичными включениями щебня осадочных пород. Образцы в инт.: 3,0–3,2м.
	4. 4,3–9,5м Q _{IIIд}	Суглинок тот же, но мягкопластичный, у подошвы текучепластичный. Образцы в инт.: 5,0–5,2м 6,0–6,2м 7,0–7,3м 8,0–8,3м 9,0–9,3м
	5. 9,5–10,0м Q _{II–IIIal}	Гравийно–галечниковый аллювиальный грунт с песчаным заполнителем 25–30%. Галька и гравий магматических пород. Песок темно–бурый, разнозернистый полимиктовый. Грунт обводнен. Образец в инт.: 9,5–10,0м Появившийся уровень – 9,5м, Установившийся – 9,0.
Скв.5	1. 0,0–0,6м Q _{IYε}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,6–5,4м Q _{III lim–l}	Суглинок озерно–болотный, мягкопластичный, темно–бурый, с включением разложившихся растительных остатков с присыпками песка по плоскостям напластования. Образцы в инт.: 1,0–1,2м 2,0–2,3м

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
	2. 0,6– 5,4м Q _{III} lim–1.	3,0–3,2м 4,0–4,3м 5,0–5,3м Песок аллювиальный, светлобурый, полимиктовый, с желваками и полосами ожелезнения, с включением гальки магматических пород до 10%. Грунт обводнен. Образец: 6,0–6,3м
	4. 6,7– 8,5м Q _{II} – IIIal	Гравийно–галечниковый аллювиальный грунт с песчаным заполнителем до 30%. Галька и гравий магматических пород. Песок темно–бурый, разнотернистый, полимиктовый. Грунт обводнен. Появившийся уровень – 5,6м. Установившийся уровень – 5,4м.
<u>Вариант 2</u>		
Скв.6.	1. 0,0– 1,2м Q _{Ial}	Суглинок аллювиальный, голубовато–серый, тугопластичный с включением щебня песчаника до 30%.
	2. 1,2м– 6,4м Q _{Ie}	Элювиальный рухляковый грунт–щебень песчанка, серый и голубовато–серый, слабый, рыхлый местами разложившийся до суглинка, серого, тугопластичного.
	3. 6,4– 7,5м P _{2tat}	Песчаник серый и голубовато–серый, трещиноватый, выветрелый, крепкий.
Скв.7.	1. 0,0– 0,4м Q _{IYe}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,4–2,4 Q _{IYd}	Суглинок делювиальный серовато–бурый, полутвердый, плотный. Монолит в инт.: 2,0–2,4м Образец в инт. 1,0–1,2м
	3. 2,4– 3,7м Q _{Ie}	Суглинок элювиальный, серый и темно–серый, тугопластичный, с включением щебня песчаника до 35% Монолит в инт. 3,0–3,4м.
	4. 3,7– 8,7м Q _{Ie}	Элювиальный рухляковый грунт–щебень серого и голубовато–серого песчаника, сохранивший структуру материнской породы, местами переходящий в суглинок, слабый, рыхлый. Образцы в инт. 4,0–4,3м 5,0–5,3м 6,0–6,3м 7,0–7,3м 8,0–8,3м
	5. 8,3– 10,0м P _{tat}	Песчаник серый и голубовато–серый трещиноватый, выветрелый, крепкий. Образец : 9,0–9,4м.
Скв.8.	1. 0,0– 0,8м Q _{Ie}	Суглинок элювиальный, серый и темно–серый, тугопластичный, с включением щебня песчаника до 30%. Образец: 0,6–0,8м
	2. 0,8– 3,6м Q _{Ie}	Элювиальный рухляковый грунт–щебень серого и темно–серого песчаника, сохранивший первоначальную структуру, слабый, рыхлый, местами переходящий в суглинок.

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
Скв.9.	1. 0,0–0,5м Q_{Ive}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,5–2,4м Q_{Iyd}	Суглинок делювиальный, бурый с серым оттенком, полутвердый, плотный.
	3. 2,4–4,1м Q_{Iyd}	Суглинок тот же. Тугопластичный. Монолит: 3,0–3,3м Образец: 4,0–4,1м
	4. 4,1–9,5м Q_{Ie}	Суглинок элювиальный, серый и темно–серый, тугопластичный, с включением щебня песчаника до 30%.
	5. 9,5–10,3м P_{tat}	Песчаник темно–серый, трещиноватый, в виде отдельных кусков, крепкий.
Шурф 10.	1. 0,0–0,8м Q_{Ive}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,8–5,8м Q_{Iyd}	Суглинок делювиальный, серовато–бурый, полутвердый, плотный.
	3. 5,8–6,9м Q_{Iy}	Суглинок тот же, тугопластичный. Монолит: 6,0–6,4м
	4. 6,9–8,6м Q_{Ie}	Элювиальный рыхляковый грунт–щебень серого и темно–серого песчаника, сохранивший первоначальную структуру, слабый, рыхлый, местами переходящий в суглинок.
	5. 8,6–9,5м P_{tat}	Песчаник темно–серый, трещиноватый, выветрелый, крепкий, с отпечатками фауны.
<u>Вариант 3</u>		
Скв11.	1. 0,0–1,2м Q_{Ive}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 2,3–3,8м Q_{IIIa}	Суглинок делювиальный, светло–коричневый, твердый, с примесью щебня и гальки осадочных пород до 20%. Образцы: 2,0–2,2м 3,0–3,3м
	3. 3,8–5,2м $Q_{IIIim-h}$	Суглинок озерно–болотный, темно–серый, заторфованный, с содержанием растительных остатков до 25%, тугопластичный. Образцы: 4,0–4,2м 5,0–5,2м
	4. 5,2–7,5м $Q_{IIIim-h}$	Суглинок заторфованный, коричневый, тугопластичный, к подошве текуче–пластичный.
	5. 7,5–9,0м Q_{Iial}	Песок аллювиальный, буро–желтый, кварцевый, мелкозернистый, обводненный.
	6. 7,0–10,0м Y_2	Глина синяя, тугопластичная, плотная. Появившийся уровень–7,5м. Установившийся уровень–7,2м.
Скв.12	1. 0,0–0,8м Q_{Iy}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,8–2,3м Q_{Iyd}	Суглинок делювиальный, серовато–бурый, полутвердый, плотный, с пятнами ожелезнения.
	3. 2,3–2,7м $Q_{IIIim-h}$	Суглинок озерно–болотный, темно–серый, заторфованный, мягкопластичный.

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
	4. 2,7–3,9м Q _{IIal}	Песок аллювиальный желтый, мелко–и среднезернистый, кварцевый, с редкими включениями гравия. Насыщен водой.
	5. 3,9–6,5м Y ₂	Глина голубовато–темно–серая и синяя, тугопластичная, плотная. Появившийся уровень–2,9м Установившийся уровень–2,4м
Шурф. 13	1. 0,0–0,8м Q _{Iye}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,8–2,6м Q _{Iyd}	Суглинок делювиальный, коричневато–бурый, полутвердый, плотный с пятнами ожелезнения. Монолит в инт. 2,0–2,4м Образцы в инт. 0,8–1,0м
	3. 2,6–3,6м Q _{IIIiv–h}	Суглинок озерно–болотный, темно–серый заторфованный, с содержанием растительных остатков до 25% тугопластичный.
	4. 3,8–5,2м Q _{IIIim–h}	Суглинок озерно–болотный, заторфованный, коричневатый, мягкопластичный, к подошве текучепластичный. Монолит в инт. 4,0–4,3м Образец в инт. 5,0–5,2м
	5. 5,2–7,3м Q _{IIIal}	Песок аллювиальный светло–желтый, кварцевый, среднезернистый, с редкими включениями гравия, водонасыщен. Образцы в инт. 6,0–6,2м 7,0–7,3м
	6. 7,3–9,8м Y ₂	Глина голубовато–серая, тугопластичная, плотная. Монолиты в инт. 8,0–8,3м 9,0–9,3м Появившийся уровень–5,3м Установившийся уровень–5,0м
Скв.14	1. 0,0–0,8м Q _{IIIim–h}	Суглинок озерно–болотный, заторфованный, темно–коричневый, мягкопластичный, к подошве текучепластичный.
	2. 0,8–2,3м Q _{IIal}	Песок аллювиальный желтый; кварцевый, среднезернистый, с пятнами и полосами ожелезнения, водонасыщенный.
	3. 2,3–5,0м Y ₂	Глина голубая и синяя, мягкопластичная, плотная. Монолит: 3,0–3,3м 4,8–5,0м Образец: 4,0–4,2м
	4. 5,0–5,5м Y _{2r}	Глина та же, тугопластичная. Появившийся уровень–1,0м. Установившийся уровень–0,6м.
Скв. 15.	1. 0,0–1,5м Q _{IIIim–h}	Суглинок озерно–болотный, темно–серый, заторфованный, мягкопластичный.
	2. 1,5–3,1м Q _{IIIim–h}	Суглинок озерно–болотный, заторфованный, буровато–коричневый, мягкопластичный, к подошве текучепластичный.
	3. 3,1–4,7м Q _{IIIim–h}	Песок аллювиальный серовато–желтый, разноезернистый, кварцевый, с примесью гравия до 10%, водонасыщенный. Образец: 4,0–4,3м

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
	4. 4,7–5,2мУ ₂	Глина синяя, мягкопластичная, плотная.
	5. 5,2–5,6мУ ₂	Глина та же, тугопластичная. Появившийся уровень–3,1м Установившийся уровень–2,9м
<u>Вариант 4</u>		
Скв. 16	1. 0,0–3,2м Q _{IYantr}	Насыпной грунт–отвалы крупнообломочного грунта с глинистым заполнением до 20%. Грунт представлен щебнем известняка, плотного, крепкого. Глинистый заполнитель твердой консистенции. Возраст насыпи 6 лет. Образцы; 1,0–1,2м 2,2–2,4м 3,0–3,2м
	2. 3,2–5,7м	Суглинок лессовидный, твердый, палево–желтый, карбонатизированный. Монолиты в инт. 3,2–3,6м Образцы в инт. 4,0–4,2м 5,0–5,2м
	3. 5,7–8,9м Q _{IIIд}	Глина делювиальная, желто–бурая, тугопластичная, среднепластичная, средней плотности, с растительными остатками. Монолиты в инт. 6,0–6,2м 8,0–8,2м Образец: 7,0–7,2м
	4. 8,9–9,3мР _{2ка}	Известняки серый, трещиноватый, плотный, водонасыщенный по трещинам. Образец в инт.9,0–9,3м Появившийся уровень –8,9м
Скв.17	1. 0,0–0,7м Q _{IYantr}	Насыпной грунт – отвалы грунта Щебень известняка с глинистым заполнителем твердой консистенции до 25%. Возраст насыпи 6 лет.
	2. 0,7–2,7м Q _{IIIcl-d}	Суглинок лессовидный, твердый, светло–желтый, с карбонатными включениями.
	3. 2,4–6,8м Q _{IIIд}	Глина делювиальная бурая, тугопластичная, с 4,2м–мягкопластичная, с растительными остатками.
	4. 6,8–7,3мР _{2б2}	Известняк серый, трещиноватый, водонасыщенный по трещинам. Появившийся уровень –6,8м. Установившийся уровень–6,8м.
Скв.18	1. 0,0–1,4м Q _{IIIol-d}	Суглинок лессовидный, желтый, мягкопластичный, с пятнами карбонатизации.
	2. 1,4–3,9м Q _{IIIд}	Глина делювиальная коричнево–бурая, мягкопластичная, с растительными остатками средней плотности.
	3. 3,9–4,6мР _{2к2}	Известняк светло–серый, трещиноватый, обводнен по трещинам, крепкий. Появившийся уровень–4,2м Установившийся уровень–3,9м

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
Шурф 19.	1. 0,0–5,4м QIIIal-d	Суглинок лессовидный, твердый с гл. 4.8м – мягкопластичный, карбонатизированный. Монолиты: 2,0–2,4м 4,0–4,4м Образцы: 1,0–1,2м 3,0–3,2м 5,0–5,2м
	2. 5,4–7,2м QIIIad	Глина делювиальная желто–бурая, мягкопластичная, с растительными остатками. Монолит: 6,0–6,4м Образец: 7,0–7,2м
	3. 7,2–7,6м P _{2k2}	Известняк серый и светло–серый, плотный, крепкий, трещиноватый, по трещинам обводнен. Образец: 7,2–7,6м Появившийся уровень–7,6м Установившийся уровень–7,2м
Скв.20	1. 0,0–0,4м QIYe	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,4–3,5м QIIIcold	Суглинок лессовидный, твердый, светло–желтый, с карбонатными включениями.
	3. 3,5–5,4м QIIIad	Глина делювиальная, бурая, тугопластичная, с растительными остатками
	4. 5,4–6,0м P _{2k2}	Известняк серый и светло–серый, трещиноватый, плотный, водонасыщенный, по трещинам. Появившийся уровень–5,4м Установившийся уровень–5,4м
<u>Вариант 5</u>		
Скв.21	1. 0,0–0,3м QIYe	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,3–1,7м QIIIal	Песок аллювиальный, желтовато–серый, разномысловый, полимиктовый, с пятнами ожелезнения. Песок водонасыщенный.
	3. 1,7–2,1м QIIIal	Валуно–галечниковый, аллювиальный грунт с суглинистым заполнителем до 40%. Галька и валуны осадочных пород. Грунт водонасыщен. Появившийся уровень–0,5м Установившийся уровень–0,5м
Скв.22	1. 0,0–0,2м QIYe	Почвенно–растительный грунт
	2. 0,2–3,3м QIIIad	Суглинок делювиальный, зеленовато–серый, мягкопластичный.
	3. 3,3–5,6м QIIIal	Песок аллювиальный желтовато–серый, разномысловый, полимиктовый, водонасыщенный.
	4. 5,6–6,1м QIIIal	Валунно–галечниковый аллювиальный грунт с суглинистым заполнителем, мягкопластичный консистенции до 35%. Появившийся уровень–3,5м. Установившийся уровень–3,3м.

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
Шурф. 23.	1. 0,0–0,4м Q _{IУе}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,4–0,9м Q _{IУd}	Суглинок делювиальный, серый и зеленовато–серый, полутвердый. Монолит в инт. 0,5–0,9м
	3. 0,9–6,3м Q _{IУd}	Суглинок тот же, но мягкопластичный. Монолит в инт. 2,0–2,4м 4,0–4,2м Образцы в инт. 1,0–1,2м 3,0–3,2м 5,0–5,2м
	4. 6,3–7,0м Q _{IIIal}	Валунно–галечниковый грунт с суглинистым заполнителем до 40%. Грунт водонасыщен. Образцы в инт. 7,0–7,5м Появившийся уровень – 6,3м Установившийся уровень–36,3м.
Скв. 24.	1. 0,0–0,3м Q _{IУе}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,3–2,1м Q _{IУd}	Суглинок делювиальный, зеленовато–серый, полутвердый.
	3. 2,1–2,6м Q _{IУе}	Суглинок тот же, но мягкопластичный.
	4. 2,6–3,2м Q _{IIIal}	Валунно–галечниковый грунт с суглинистым заполнителем 35%. Галька и валуны осадочных пород. Грунт насыщен водой. Появившийся уровень–2,6м. Установившийся уровень–2,6м.
Скв. 25.	1. 0,0–0,4м Q _{IУе}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,4–1,2м Q _{IУd}	Суглинок делювиальный, зеленовато–серый, полутвердый.
	3. 1,2–3,6м Q _{IУd}	Песок делювиальный, серый и коричнево–серый, тонкозернистый, полимиктовый, влажный.
	4. 3,6–4,3м Q _{IIIal}	Валунно–галечниковый аллювиальный грунт с суглинистым заполнителем до 30%. Появившийся уровень–3,7м. Установившийся уровень–3,5м.
<u>Вариан 6</u>		
Скв. 26.	1. 0,0–0,5м Q _{IУе}	Почвенно–растительный грунт
	2. 0,5–1,1м Q _{IIIal}	Песок делювиальный, желто–серый, разномзернистый, полимиктовый, влажный.
	3. 1,1–3,8м Q _{IIIal}	Глина делювиальная, желто–серая, тугопластичная, с включением щебня до 15%.
	4. 3,8–5,8м Q _{IIIal}	Щебень делювиальный, состоящий из обломков осадочных пород–песчаников, аргиллитов, с песчанно–дресвянным заполнителем до 30%. Грунт обводнен.

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
	5. 5,8–6,6м Q _{IIal}	Галечниковый аллювиальный грунт с песчаным заполнителем до 10%. Грунт обводнен. Появившийся уровень–3,8м. Установившийся уровень–3,8м.
Шурф. 27.	1. 0,0–0,4м Q _{IУе}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,4–3,3м Q _{IIIд}	Песок делювиальный, светло–серый, разномерный, полимиктовый, влажный. Монолит в инт. 1,0–1,3м 3,0–3,3м Образцы в инт. 2,0–2,2м
	3. 3,3–6,2м Q _{IIIд}	Глина делювиальная, серая, тугопластичная, с включением щебня, песчаника до 10%. Монолит в инт. 4,0–4,4м 6,0–6,2м Образцы в инт. 5,0–5,2м
	4. 6,2–8,4м Q _{IIIд}	Щебень песчаников и алевритов. Обломки слабые выветрелые размерами 3х5х2 см, 6х8х4 см. Заполнитель песчано–дресвяный. Грунт обводнен. Образцы в инт. 6,2–6,4м 7,0–7,4м 8,0–8,4м
	5. 8,4–9,0м Q _{IIal}	Галечниковый аллювиальный грунт с песчаным заполнителем до 15%. Грунт обводнен. Образцы в инт. 8,4–8,7м Появившийся уровень–воды на гл. 6,2м Установившийся уровень–на гл. 6,2м..
Скв. 28	1. 0,0–0,3м Q _{IУе}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,3–0,8м Q _{IIIд}	Песок делювиальный, серый, разномерный, полимиктовый, влажный.
	3. 0,8–2,8м Q _{IIIд}	Глина делювиальная, желто–серая, тугопластичная, с включением щебня до 10%.
	4. 2,8–4,3м Q _{IIIд}	Щебень делювиальный, представленный обломками песчаников, аргиллитов, алевролитов. Заполнитель песчано–древесный 25%, грунт обводнен.
	5. 4,3–5,3м Q _{IIal}	Галечниковый аллювиальный грунт с песчаным заполнителем до 10%. Грунт обводнен. Появившийся уровень воды на гл. 2,8м.
Скв. 29.	1. 0,0–0,7м Q _{IУе}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,7–3,1м Q _{IIIд}	Песок делювиальный, серый, разномерный, полимиктовый, с пятнами ожелезнения, влажный.
	3. 3,1–5,2м Q _{IIIд}	Глина делювиальная желтовато–серая, тугопластичная, с включением щебня до 15%.

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
	4. 5,2–5,7м Q _{IIIa}	Щебень делювиальный, состоящий из обломков размером 5х3х2 см. 7х5х3 см. песчаников, алевролитов, аргиллитов с песчано–дресвяным заполнителем до 30%. Грунт обводнен.
	5. 5,7–6,5м Q _{IIIal}	Галечниковый аллювиальный грунт с песчаным заполнителем до 15%. Песок серый мелкозернистый. Грунт обводнен.
Скв. 30.	1. 0,0–0,5м Q _{IYe}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,6–3,9м Q _{IIIal}	Песок делювиальный, желто–серый, разнозернистый, полимиктовый с пятнами ожелезнения, влажный.
	3. 3,9–7,0м Q _{IIIa}	Глина делювиальная, желтовато–серая, тугопластичная, с включением щебня до 15%. Щебень песчаников, алевролитов размерами 3х2х1 см. 4х3х1 см.
	4. 7,0–8,0м Q _{IIIal}	Галечниковый аллювиальный грунт (галька вулканических пород) с песчаным мелкозернистым заполнителем до 20%. Появившийся уровень воды на гл. 7,0м Установившийся уровень воды на гл. 8,0м
<u>Вариант 7</u>		
Скв. 31.	1. 0,0–1,8м Q _{IYlimh}	Ил темно–серый, водонасыщенный.
	2. 1,8–2,8м Q _{IIIal}	Глина голубовато–серая аллювиальная мягкопластичная, с включением органических остатков до 5%.
	3. 2,8–3,5м Q _{I-IIe}	Щебень элювиальный алевролитов темно–серых, плотных, трещиноватых. Появившийся уровень–0,0м Установившийся уровень–0,0м
Скв. 32.	1. 0,0–0,4м Q _{IYe}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,4–1,2м Q _{IYd}	Суглинок делювиальный желто–бурый, полутвердый, рыхлый, пористый.
	3. 1,2–2,4м Q _{IYlimh}	Сапрпель темно–серый пористый, влажный с растительными остатками 10–15%.
	4. 2,4–3,8м Q _{IYlimh}	Ил темно–серый, водонасыщенный.
	5. 3,8–5,0м Q _{IIIal}	Глина голубовато–серая аллювиальная, мягкопластичная, с включением органических остатков до 5%.
	6. 5,0–6,0м Q _{IIIal}	Глина та же, тугопластичная.
	7. 6,0–6,8м Q _{I-IIe}	Щебень элювиальный, представленный алевролитами темно–серыми, плотными, трещиноватыми. Появившийся и установившийся уровень – 2,4м
Скв.33	1. 0,0–0,5м Q _{IYe}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,5–1,3м Q _{IYd}	Суглинок делювиальный, желто–бурый, полутвердый, пористый.
	3. 1,3–3,1м Q _{IYlimh}	Сапрпель серый пористый, влажный с растительными остатками до 15%
	4. 3,1–4,0м Q _{IYlimh}	Ил темно–серый, водонасыщенный.

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
	5. 4,0–5,6м Q _{IIIal}	Глина голубовато серая аллювиальная, мягкопластичная, с включениями органических остатков до 5%.
	6. 5,6–6,8м Q _{IIIal}	Глина та же, тугопластичная.
	7. 6,8–7,8м Q _{I-IIe}	Щебень элювиальный, представленный алевролитами темно-серыми, плотными, трещиноватыми. Появившийся уровень на гл. 3,1м Установившийся уровень – 3,1м
Шурф 34.	1. 0,0–0,6м Q _{IYe}	Почвенно-растительный грунт.
	2. 0,6–1,2м Q _{IYlimh}	Сапропель темно-серый, пористый, влажный, с растительными остатками до 15% Монолит 1,0–1,2м
	3. 1,2–4,3м Q _{IIIal}	Глина голубовато-серая аллювиальная, мягкопластичная, с включением органических остатков до 5%. Монолиты 2,0–2,4м 4,0–4,3м Образец 3,0–3,2м
	4. 4,3–5,8м Q _{IIIal}	Глина та же, тугопластичная. Монолит 5,0–5,4м Образец 4,3–4,5м
	5. 5,8–7,0м Q _{I-IIe}	Щебень элювиальный-обломки алевролита трещиноватого, плотного, размеры обломков 7x5x2 см, 5x4x1 см. Образец 5,8–6,2м Воды нет.
Скв.35	1. 0,0–0,6м Q _{IYe}	Почвенно-растительный грунт.
	2. 0,6–6,8м Q _{IIIal}	Глина голубовато-серая аллювиальная, мягкопластичная, с примесью растительных остатков до 5%.
	3. 6,8–7,8м Q _{IIIal}	Глина та же, но тугопластичная.
	4. 7,8–8,5м Q _{I-IIe}	Щебень элювиальный-обломки алевролита трещиноватого, плотного. Воды нет.
Вариант 8		
Скв. 36.	1. 0,0–2,7м Q _{IYantr}	Насыпной суглинистый грунт желто-серый, полутвердый, уплотненный-отвалы грунтов. Возраст насыпи 7 лет. Образцы в инт. 1,0–1,2м 2,0–2,2м
	2. 2,7–5,6 Q _{I-IId}	Суглинок делювиальный. Бурый, тугопластичный, с редкими углистыми включениями. Образцы в инт. 3,0–3,2м 4,0–4,2м 5,0–5,2м
	3. 5,6–7,0м Q _{IIal}	Суглинок аллювиальный, темно-серый, мягкопластичный, с редкими линзами (до 20 см мощностью) песка серого мелкозернистого. Образец в инт. 6,0–6,2м

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
	4. 7,0–9,5м Q _{IIal}	Песок аллювиальный, серый, среднезернистый, кварцевый, плотный, насыщенный. Образцы в инт. 7,0–7,2м 8,0–8,2м 9,0–9,2м
	5. 9,5–10,5м Q _{Ie}	Глина элювиальная зеленовато–серая, очень плотная, тугопластичная.
Скв. 37.	1. 0,0–0,2м Q _{IYe}	Почвенно–растительный грунт
	2. 0,2–1,7м Q _{I-IIe}	Суглинок делювиальный, бурый, тугопластичный, с конкрециями ожелезнения.
	3. 1,7–2,6м Q _{IIal}	Суглинок аллювиальный, темно–серый, мягкопластичный, с включением растительный остатков, с редкими прослойками песка, серого, мелкозернистого.
	4. 2,8–8,4 Q _{IIal}	Песок аллювиальный, серый, среднезернистый, кварцевый, плотный насыщенный водой.
	5. 8,4–9,2м Q _{Ie}	Глина элювиальная, серая, с зеленоватыми пятнами, очень плотная, полутвердая. Появившийся уровень 2,0м Установившийся уровень 2,0м
Шурф 36.	1. 0,0–0,3м Q _{IYe}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,3–1,5м Q _{II-IIIд}	Суглинок делювиальный, бурый, тугопластичный, с редкими углистыми включениями, с конкрециями ожелезнения.
	3. 1,5–2,5м Q _{IIal}	Суглинок аллювиальный темно–серый и серый, мягкопластичный, с включением растительных остатков, с редкими прослоями песка, серого, тонкозернистого.
	4. 2,5–9,2м Q _{IIal}	Песок аллювиальный, средне – и мелко–зернистый, с редкими включениями гравия, плотный, водонасыщенный.
	5. 9,2–10,3м Q _{Ie}	Глина элювиальная, зеленовато–серая очень плотная, полутвердая. Монолиты в инт. 1,0–1,4м 2,0–2,4м 9,2–9,6м 10,0–10,3м Появившийся уровень–2,5м Установившийся уровень–1,8м
Скв. 39.	1. 0,0–0,3м Q _{IYe}	Почвенно–растительный слой.
	2. 0,3–1,8м Q _{II-IIIд}	Суглинок делювиальный, светло–бурый, тугопластичный.
	3. 1,8–3,2м Q _{IIal}	Суглинок аллювиальный, серый и темно–серый, мягкопластичный, к подошве текучепластичный, с редкими растительными остатками.
	4. 3,2–9,7м Q _{IIal}	Песок аллювиальный, серый, средне и мелкозернистый, кварцевый, водонасыщенный.
	5. 9,7–10,8м Q _{Ie}	Глина элювиальная, темно–и зеленовато–серая, плотная, полутвердая. Появившийся уровень–3,2м Установившийся уровень–3,0м

Продолжение таблицы 7.1

1	2	3
Скв.40	1. 0,0–0,4м Q _{IУе}	Почвенно–растительный грунт.
	2. 0,4–0,9м Q _{II-IIIд}	Суглинок делювиальный, бурый и желто–бурый, тугопластичный.
	3. 0,9–1,9м Q _{II-IIIд}	Песок аллювиальный, серый, среднезернистый, плотный, водонасыщенный.
	4. 1,9–2,7м Q _{IIal}	Гравийно–галечниковый грунт, галька и гравий изверженных пород с песчаным заполнителем до 20%, водонасыщенный.
	5. 2,7–3,9м Q _{IIal}	Песок аллювиальный, серый, кварцевый, среднезернистый, насыщенный водой.
	6. 3,9–4,3м Q _{IУе}	Глина элювиальная, зеленовато–серая, плотная, полутвердая Образец в инт. 2,0–2,4м Появившийся уровень 1,0м Установившийся уровень 0,9м

Таблица 7.2 –Каталог координат и высот выработок

Номера выработок	х	у	Отметки устья
Вариант 1			
Скв.1	1738,62	2496,79	123,6
Шурф.2	1746,14	2518,09	118,4
Скв.3	1741,03	2537,54	120,2
Скв.4	1720,94	2562,83	121,4
Скв.5	1725,50	2577,00	119,8
Вариант 2			
Скв.6	1300,25	2951,31	208,0
Скв.7	1310,53	2983,04	211,3
Скв.8	1322,84	3001,92	207,4
Скв.9	1335,06	3026,11	210,2
Шурф.10	1318,17	3050,22	213,1
Вариант 3			
Скв.11	1594,48	1992,06	223,7
Скв.12	1598,23	2011,45	219,9
Скв.13	1616,09	2032,24	220,2
Скв.14	1618,00	2055,51	215,8
Скв.15	1623,37	2078,03	217,1
Вариант 4			
Скв.16	1670,00	1348,03	111,2
Скв.17	1652,34	1370,98	109,5
Скв.18	1638,25	1392,12	108,4
Шурф.19	1618,30	1412,05	108,9
Скв.20	1601,02	1440,33	110,4
Вариант 5			
Скв.21	1820,63	2375,48	198,4
Скв.22	1834,78	2404,92	201,8
Шурф.23	1805,36	2429,01	199,5
Скв.24	1810,12	2450,23	198,9
Скв.25	1798,44	2480,37	200,6
Вариант 6			
Скв.26	1736,21	1823,25	159,3
Шурф. 27	1737,37	1849,19	160,9
Скв.28	1745,24	1865,97	158,7
Скв.29	1749,18	1884,01	161,8
Скв.30	1738,59	1901,68	163,5
Вариант 7			
Скв.31	1264,36	2135,02	102,6
Скв.32	1270,92	2148,44	104,8
Скв.33	1251,08	2169,86	105,4
Шурф. 34	1234,36	2188,65	105,9
Скв.35	1255,19	2199,48	105,0

Список использованных источников

1. Куделина, И. В. Общая геология: учебное пособие для студентов, обучающихся по программе высшего образования по специальности 21.05.02 Прикладная геология / И. В. Куделина, Н. П. Галянина, Т. В. Леонтьева; М–во образования и науки Рос. Федерации, Федер. гос. бюджет. образоват. учреждение высш. образования "Оренбург. гос. ун–т". – Оренбург: ОГУ, 2016. – 191 с.
2. Ломачевская, Е. Д. Геология с основами инженерной геологии и гидрогеологии: учеб.–метод. пособие / Е. Д. Ломачевская; М–во образования и науки Рос. Федерации, Федер. гос. бюджет. образоват. учреждение высш. проф. образования "Оренбург. гос. ун–т". – Оренбург: ОГУ, 2012. – 201 с.
3. Соколовский, А.К. Общая геология: пособие к лабораторным занятиям /А. К. Соколовский. – М.: КДУ, 2006. – 208 с.
4. Гущин, А.И. Практическое руководство по общей геологии: учебное пособие для вузов/ А.И. Гущин, М.А. Романовская, А.Н. Стафеев, В.Г. Галицкий; под ред. И.В. Короновского. – 2–е изд., стер. – М.: Издательский центр «Академия», 2007.– 160 с.
5. Короновский, Н.В. Геология. Учебник для ВУЗов/Н.В. Короновский, Н.А. Ясманов. – 3–е изд. – М.: Акдемия, 2006. – 448 с.
6. Добровольский, В.В. Геология. Минералогия, динамическая геология, петрография: учебник для вузов / В. В. Добровольский. – М. : Владос, 2004. – 320 с.
7. Ананьев, В. П. Основы геологии, минералогии и петрографии: учеб. для вузов/ В. П. Ананьев, А. Д. Потапов.– 2–е изд., перераб. и доп. – М. : Высш. шк., 2005. – 398 с.
8. Ананьев, В. П. Инженерная геология: учеб. для вузов / В. П. Ананьев, А. Д. Потапов.– 2–е изд., перераб. и доп. – М. : Высш. шк., 2002. – 511 с.