

Лекция 3

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ И ЗАКОНЫ ДВИЖЕНИЯ ВОДЫ В НЕДРАХ ЗЕМЛИ

Содержание лекции

- Основные формы движения воды в горных породах;
- Законы движения воды в горных породах;
- Тепло- и массоперенос в подземных водах;
- Коллекторские свойства горных пород.

Фильтрация подземных вод – движение *свободной гравитационной воды*, происходящее под действием силы тяжести или градиента давления (при условии полного насыщения свободного пространства водой).

Расход фильтрационного потока Q – количество воды, проходящее в единицу времени через поперечное сечение потока ($\text{см}^3/\text{с}$, л/с, $\text{м}^3/\text{сут}$).

Реальный фильтрационный поток (F)

Условный фильтрационный поток (F')

F ...(<; >; =) ...F'

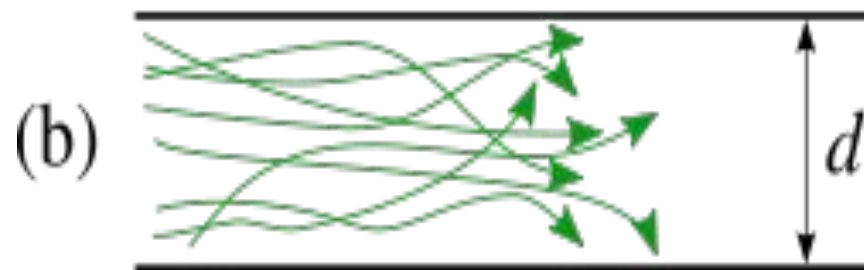
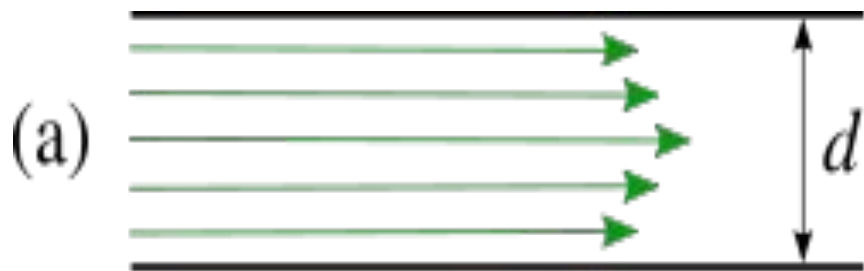
Скорость фильтрации (скорость фильтрационного потока) подземных вод – количество воды, которое проходит в единицу времени через единицу поперечного сечения потока (см/с, м/сут). ($V = Q/F$)

Виды движения жидкости:

1. Установившееся (стационарное) движение – это движение, при котором характеристики потока (скорость v , расход Q , гидравлический уклон I , гидродинамический напор H).
2. Неустановившееся (нестационарное) движение характеризуется изменением во времени указанных выше характеристик потока.

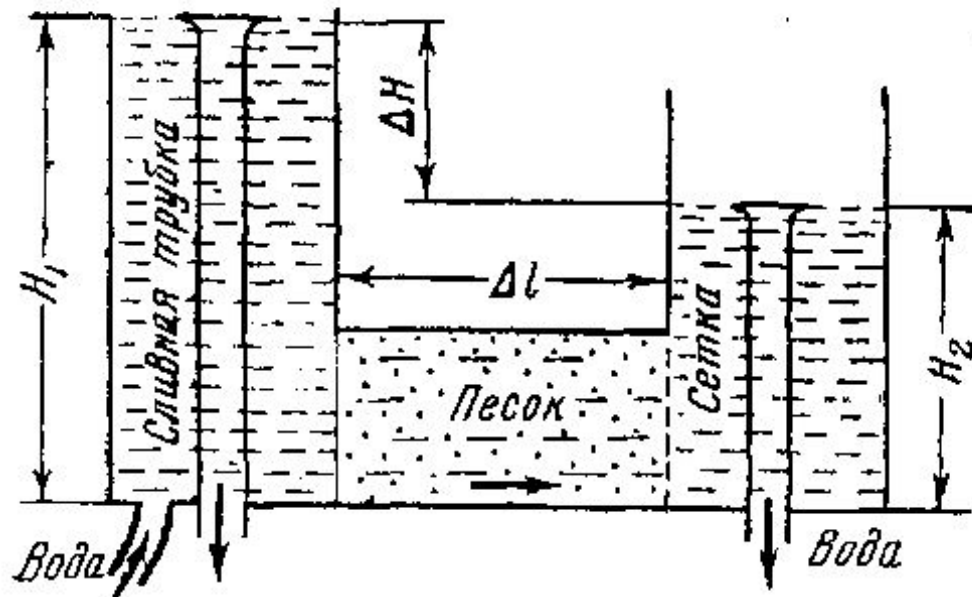
Под **ламинарным**, или параллельно-струйчатым, движением понимается такое движение, когда струйки воды передвигаются без завихрения, параллельно одна другой с небольшими скоростями течения без разрыва сплошности потока.

Под **турбулентным** понимается движение воды, для которого характерны большие скорости, вихреобразность, пульсация и перемешивание отдельных струй.



ОСНОВНОЙ ЗАКОН ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Схема опыта А. Дарси



1856 г.
французский ученый
Анри Дарси

Закон Дарси

$$Q = k \frac{(H_1 - H_2)}{L} F = k \frac{\Delta H}{L} F$$

Количество воды Q , фильтрующейся через горную породу в единицу времени, прямо пропорционально площади сечения F , разности уровней ΔH , под действием которой происходит фильтрация, и обратно пропорционально длине пути фильтрации L

ВЕРХНИЙ ПРЕДЕЛ ПРИМЕНИМОСТИ ЗАКОНА ДАРСИ

Этот предел применимости линейного закона фильтрации связан с так называемой *критической скоростью фильтрации*, при достижении которой не соблюдается прямая пропорциональность между скоростью фильтрации и напорным градиентом, так как происходит переход ламинарного движения жидкости в турбулентное.

Количественным признаком определения верхнего предела применимости линейного закона фильтрации, предложенным Н. Н. Павловским (1922 г.), а затем В. Н. Щелкачевым, является критическое значение числа Рейнольдса и критическая скорость движения воды, связанные между собой функциональной зависимостью. При числе Рейнольдса выше критического возможен переход в турбулентное движение. При движении жидкости в пористой среде число Рейнольдса определяется (Р. Де Уист) из выражения:

$$N_R = \frac{v d_{10}}{m}$$

где v – скорость фильтрации; m – коэффициент кинематической вязкости жидкости, d_{10} – эффективный диаметр.

Величина критической скорости зависит от диаметра зерен породы, ее пористости, плотности и вязкости воды.

ВЕРХНИЙ ПРЕДЕЛ ПРИМЕНИМОСТИ

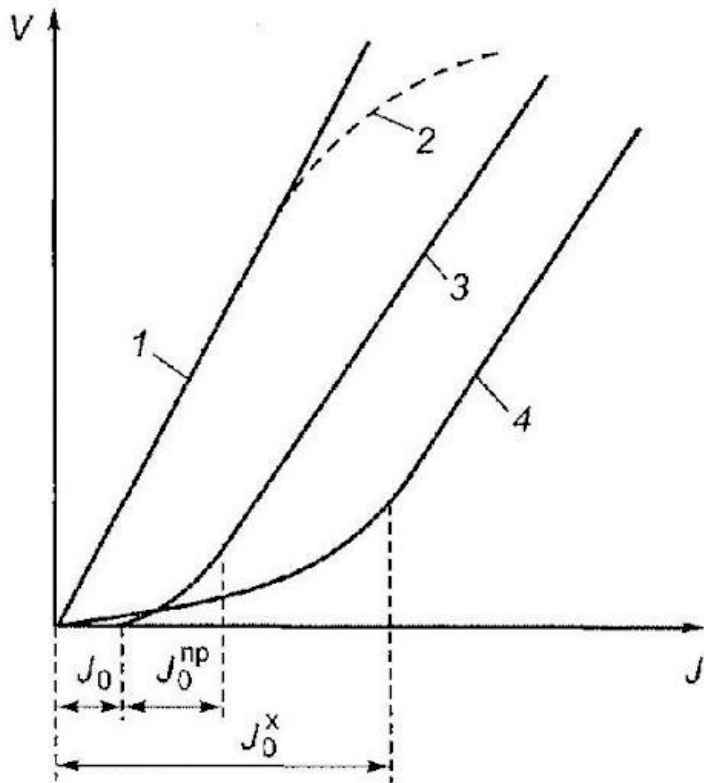
Закон Шези-Краснопольского (нелинейный закон фильтрации)

$$v = k\sqrt{I}$$

При турбулентном движении скорости фильтрации потока пропорциональны напорному градиенту в степени $1/2$.

НИЖНИЙ ПРЕДЕЛ ПРИМЕНИМОСТИ

Нижний предел применимости закона Дарси связан с процессом фильтрации в тонкодисперсных породах. **Нарушение линейного закона фильтрации связано с проявлением сил молекулярного взаимодействия частиц воды и породы при вязкопластичном характере течения воды в субкапиллярных пустотах.**



1 – линейный закон фильтрации;
2 – закон с учетом нелинейности на верхнем пределе применимости;
3 – закон фильтрации в глинистых отложениях, описываемый уравнением $v=k(I-4/3I_0)$;
4 - закон фильтрации в глинистых отложениях согласно представлениям И.А. Бриллинга, В.М. Гольдберга, Н.П. Скворцова)

ТРЕТИЙ ПРЕДЕЛ ПРИМЕНИМОСТИ ЗАКОНА ДАРСИ

Линейный закон фильтрации справедлив только для условий
климатического круговорота.

ТЕПЛО- И МАССОПЕРЕНОС В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Тепло- и массоперенос – перенос вещества и тепла с подземными водами.

- Конвективный перенос
- Диффузионный перенос
- Конвективная диффузия

КОНВЕКТИВНЫЙ ПЕРЕНОС

Конвекция – тепло- и массоперенос движущимися потоками вещества, в данном случае дополнительный перенос воды не обязательно в направлении ее основного движения.

Тепловое и концентрационное конвективное движение обусловленное разной плотностью раствора. Движение происходит в виде отдельных струй: одна струя более тяжелой воды опускается вниз, другая из более легкой воды поднимается параллельно первой (несмешивающиеся жидкости). Значительным этот процесс является в случае незначительного бокового движения подземных вод (фильтрации).

Пример. Изменение фазового состояния воды. Гейзеры, газлифт, эрлифт.

Газлифт – способ подъема воды, обусловленного ее разрежением за счет попадания газа или образования пара. В случае эрлифта в воду специально нагнетается воздух, и она, становясь более легкой, поднимается.

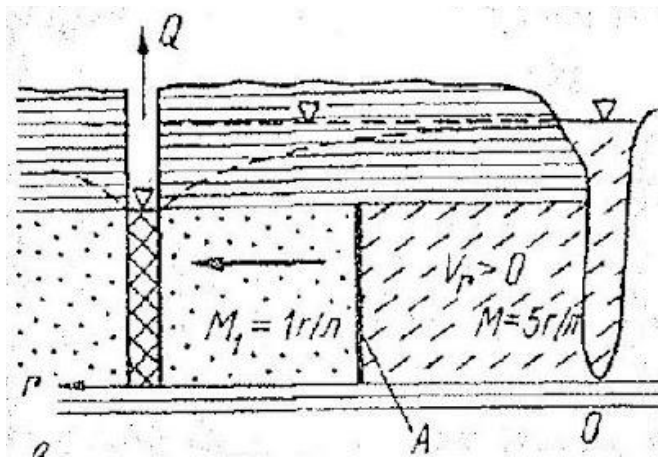
Конвективный поток оценивается:

$$J_k = C * V,$$

где C – концентрация вещества, V – скорость потока.

Поршневое вытеснение

Возникает, когда достаточно быстро движущаяся вода одной минерализации и состава механически, как поршень, вытесняет воду, имеющую другую минерализацию и состав.



Смещение границы раздела за время t

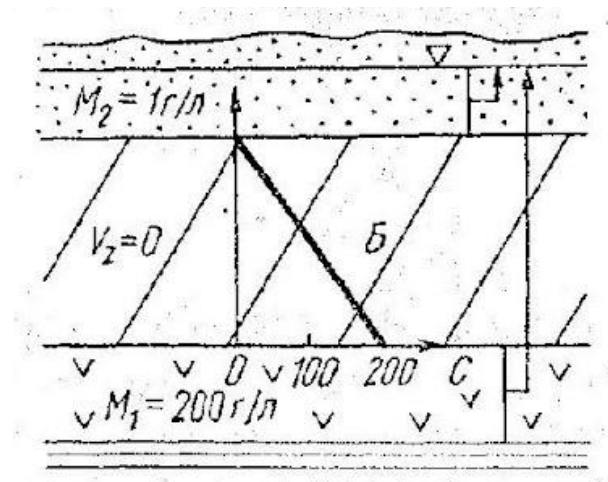
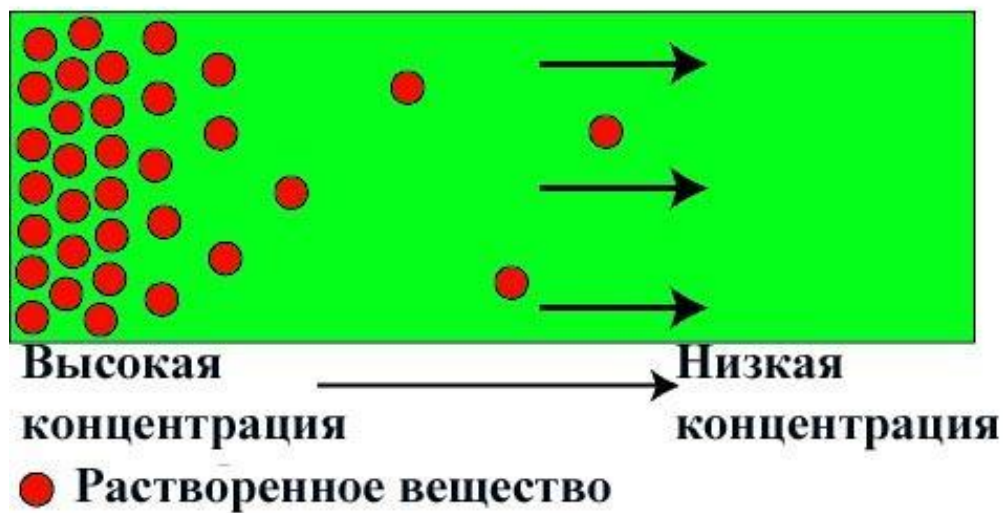
$$\Delta l = \frac{kIt}{n_0} = \frac{vt}{n_0},$$

где k , I , n_0 , v – соответственно коэффициент фильтрации, градиент потока, активная пористость и скорость фильтрации на участке, где идет перемещение границы раздела (фронта вытеснения).

ДИФФУЗИОННЫЙ ПЕРЕНОС

Молекулярная диффузия, является процессом самопроизвольного перемещения молекул вещества, стремящегося к выравниваю химического потенциала, а также к стабилизации концентраций.

Источником молекулярной диффузии является тепловое, беспорядочное передвижение атомов, молекул и ионов вещества.



ДИФФУЗИОННЫЙ ПЕРЕНОС

Концентрационная диффузия определяется **законом Фика**:

$$dM = -Dm \cdot (dC/dl) \cdot S \cdot dt,$$

где dM — масс; Dm - коэффициент молекулярной диффузии, характеризующий подвижность водорастворенных компонентов при их миграции в пористой среде под действием разности химических потенциалов; dC/dl – градиент концентрации вещества; dt – время; S -площадь сечения.

Диффузионный поток (Jд) вещества:

$$J_d = -Dm \cdot (dC/dl)$$

Коэффициент молекулярной диффузии (Dm) характеризует тот объем вещества, который прошел за счет молекулярной диффузии через площадь равную 1 см^2 за одну секунду при градиенте концентрации, составляющим единицу. Единицей измерения коэффициента диффузии в системе СИ, являются квадратные сантиметры в секунду. Данная характеристика – константа, не зависящая от проникновения в среду и скорости проникновения. Знак минус перед Dm означает, что вещество перемещается в направлении уменьшения концентрации.

Значение Dm зависит от пористости, размера пор и их структуры и изменяется от $10^{-10} \text{ см}^2/\text{с}$ в очень плотных водонасыщенных глинах до 10^{-6} в рыхлых водонасыщенных песках.

ДИФФУЗИОННЫЙ ПЕРЕНОС

Молекулярно-диффузионный перенос особенно важен при небольших скоростях фильтрации, в первую очередь при переносе через слабопроницаемые образования. При миграции вещества в пластах с различной проницаемостью (прослоями и линзами глин в песчаных отложениях, пористыми блоками и трещинами), молекулярная диффузия действует как фактор, направленный на выравнивание концентраций, обуславливая отток вещества из более проницаемых элементов (по которым идет основной конвективный перенос) к менее проницаемым. В результате она способствует образованию на фронте вытеснения одного раствора другим переходной зоны с постепенно меняющейся концентрацией и снижает скорость его перемещения.

При отсутствии разницы концентрации вещества, молекулярная диффузия может происходить за счет геополей, образующих разницу в температуре, электрическом потенциале и давлении. Такие виды диффузии называются по характеру источника возникновения: термодиффузией и бародиффузией.

КОНВЕКТИВНАЯ ДИФФУЗИЯ

В реальных гидрогеологических условиях конвективный перенос сопровождается молекулярно-диффузионными процессами и в таком случае совокупность обоих видов переноса (молекулярно-диффузионного и конвективного) описывается понятием **конвективной диффузии**.

Суммарный удельный поток вещества при конвективной диффузии имеет вид:

$$\mathbf{J} = \mathbf{J}_k + \mathbf{J}_d = \mathbf{C} * \mathbf{V} - \mathbf{D}_m * \text{grad} \mathbf{C},$$

где $\mathbf{C} * \mathbf{V}$ -конвективный поток; $\mathbf{D}_m * \text{grad} \mathbf{C}$ – молекулярно-диффузионный поток.

Коллекторские свойства горных пород

Коллекторами называют пласты и толщи горных пород, которые хорошо пропускают и хорошо отдают воду гравитационным вытеканием или под действием упругих сил.

Коллектора обладают хорошими фильтрационными и емкостными свойствами.

Коллекторские свойства горных пород характеризуются следующими показателями:

- коэффициент фильтрации (K_f , м/сут),
- коэффициент проницаемости (K_{II} , м², Д)
- коэффициент водопроводности (T , м²/сут),
- гравитационная и упругая водоотдача (μ и μ^*),
- коэффициент пьезопроводности (a^* , м²/сут),
- коэффициент уровнепроводности (a , м²/сут).

Коэффициент фильтрации и проницаемости

Проницаемость - способность породы пропускать, движущийся флюид или газ в условиях полного заполнения им всех пор и трещин. Если движется вода, то такое свойство называется водопроницаемостью.

Степень проницаемости оценивается коэффициентом проницаемости k_n (м^2). Степень водопроницаемости оценивается коэффициентом фильтрации k , который измеряется в $\text{м}/\text{сут}$ или $\text{см}/\text{с}$. Это одна из основных расчетных характеристик, которой пользуются при оценке количества и скорости движения подземных вод.

Величина водопроницаемости зависит от литолого-фациального состава пород и структуры их порово-трещинного пространства, т.е. формы, размеров пор и трещин, от их расположения относительно друг друга, от свойств фильтрующейся жидкости и направления ее движения в породе.

Чем меньше в породе поры и трещины, тем больше в них физически связанной воды, меньше сечение, через которое движется свободная гравитационная вода, а следовательно, меньше, коэффициент фильтрации.

**Ориентировочные значения коэффициента фильтрации
для основных литологических разностей горных пород**

Порода	Коэффициент фильтрации k*, м/сут	Порода	Коэффициент фильтрации k*, м/сут
Глины	0,001 - 0,01	Песок среднезернистый	5-15
Суглинки	0,01 - 0,1	Песок крупнозернистый	15 - 50
Супеси	0,1-0,5	Песок с галькой	50 -100
Песок глинистый	0,5 -1,0	Галечники	100 -200
Песок мелкозернистый	1 - 5		

* для пресных вод при температуре 25 °С

Коэффициент водопроводности

Водопроводность - способность пласта или толщи горных пород пропускать через себя гравитационную свободную воду.

Измеряется показателем, который называется *коэффициентом водопроводности* и обозначается буквой T , его размерность $\text{м}^2/\text{сут}$, определяется формулой

для напорных вод:

$$T = km;$$

для грунтовых вод

$$T = kh,$$

где m , h – соответственно мощность пласта, м.

Гравитационная и упругая водоотдача

Гравитационная водоотдача – способность породы отдавать гравитационную воду путем свободного стекания при снижении уровня воды.

Коэффициент гравитационной водоотдачи μ оценивает то количество воды V_v , которое отдает единица объема породы при вытекании из него свободной гравитационной воды в результате снижения уровня воды на величину ΔH .

$$\mu = V_v / F * \Delta H,$$

где F – площадь данного объема породы.

Водоотдача выражается в процентах или долях единицы и численно равна эффективной пористости.

Среднее μ для пород:

Суглинку – 0,005-0,05;

Пески средние – 0,2-0,25;

Супеси - 0,05-0,1;

Пески крупные – 0,25-0,35;

Пески мелкие - 0,1-0,2;

Известняки трещиноватые – 0,001-0,1

Гравитационная и упругая водоотдача

Упругая водоотдача – способность пласта в целом отдавать воду за счет проявления *упругих свойств воды и породы* при снижении пластового давления воды.

Коэффициент упругой водоотдачи μ^* оценивает то количество свободной воды $V_{в}^*$, которое может быть отдано без осушения единицей объема пласта площадью F , мощностью m за счет упругого расширения воды, сжатия скелета породы и изменения объема порово-тещинного пространства в результате некоторой перекомпоновки зерен и блоков породы при снижении напора на величину ΔH .

$$\mu^* = V_{в}^* / F^* \Delta H,$$

Упругая водоотдача характеризует свойства не только породы, но и пласта в целом (в пределах его мощности m).

Для глубин до 100 м при мощности пласта 20 м среднее μ^* для пород:

Глинистые породы – $6 - 7 \cdot 10^{-3}$; Известняк - 10^{-5} ;

Пески – $4-20 \cdot 10^{-3}$; Песчаники – $1-7 \cdot 10^{-3}$

Галечник – $4-3 \cdot 10^{-3}$;

Экскурсия в лабораторию исследования керна

Вопросы для анализа

- Какую характеристику горной породы определяют?
- Название и принцип действия прибора
- Показания каких параметров снимают с прибора?
- Как производится расчет искомого параметра?

Уровне- и пьезопроводность

Уровне- или пьезопроводность - способность водоносного пласта или толщи пород как системы, занимающей некоторый объем в земной коре, проводить с той или иной скоростью созданные в нем изменения пьезометрического уровня или давления. Этот параметр показывает на каком расстоянии происходит изменение уровня под влиянием откачки из скважины.

Если рассматривается распространение по пласту изменений уровня в виде колебаний уровня грунтовых вод, то свойство называется **уровнепроводностью**.

Если в напорном пласте распространяется изменение пластового давления, то свойство называется **пьезопроводностью**.

Обе величины характеризуются показателем **a** (a^*), измеряются в м²/сут и выражаются:

для грунтовых вод

$$a = T/\mu = k \cdot h/\mu$$

для напорных вод

$$a^* = T/\mu^* = k \cdot m/\mu^*$$

Физический смысл показателя a (a^*) – способность пласта проводить созданные в нем возмущения уровня (давления), например, от паводка, откачки с определенной скоростью (м/сут) на определенное расстояние (м).

Классификация пластов по коллекторским свойствам (по И.К. Гавич)

Коллекторские свойства	Показатели коллекторских свойств							
	Грунтовые воды (h= 10 м)				Напорные воды (m = 50 м)			
	К, м/сут	μ	T, м ² /сут	a, м ² /сут	К, м/сут	μ^*	T, м ² /сут	a*, м ² /сут
Высокие	≥ 10	$\geq 0,1$	≥ 100	$\geq 10^3$	≥ 10	$\geq 10^{-4}$	≥ 500	$\leq 10^5$
Средние	10 – 1	0,1-005	100-10	$10^3 - 10^2$	10-1	$10^{-5} - 10^{-6}$	500-50	$10^6 - 10^7$
Низкие	1	<0,05	<10	<10	<1	< 10^{-6}	< 50	$> 10^7$

При одинаковых фильтрационных свойствах (т.е. T) емкостные (т.е. μ и μ^*) различаются на два-три порядка.

Поэтому одно и то же по величине влияние от паводка, откачки в *напорных водах* распространяется *скорее и дальше*, чем в грунтовых водах.

Показатели **a**, **μ^*** , **T** являются характеристиками **пласта** в целом, **к**, **μ** - характеристиками **пород**. Поэтому **первые определяются непосредственно в полевых условиях** и в основном **опытно-фильтрационными** или **геофизическими работами**, вторые - не только полевыми работами, но и лабораторными на отобранных образцах.

Определение гидрогеологических параметров по данным откачек и наблюдений

Откачки:

- **одиочные** – участвует одна скважина, из которой ведется контролируемый отбор воды и измерения снижения уровня во времени;
- **кустовые** – измерения уровня ведутся как по центральной скважине, из которой отбирается вода, так и по нескольким наблюдательным скважинам, расположенным по одному-двум лучам на разных расстояниях от центральной;
- **групповые** – отбор воды осуществляется сразу из нескольких скважин.

Общие положения

Начальное положение уровня до эксплуатации водозабора называется **статическим или естественным уровнем (Hст)**

Уровень в процессе эксплуатации называется **динамическим (Hд)**.

Понижение (S) – разница между статическим и динамическим уровнями.

Удельный дебит – отношение расхода воды из скважины к понижению уровня в скважине.

$$q = Q / S$$

Условия проведения откачки

Сохранение постоянного расхода воды из скважины (Q -const) и непрерывность откачки.

Продолжительность одиночной откачки – 3-10 сут., кустовой – 10-20 сут, групповой – 20-30 сут.

Наблюдательные скважины располагаются на расстояниях от 20 до 100 м в безнапорном пласте и от 100 до 500 м в напорных водоносных пластах.

При откачках вблизи реки один из лучей должен быть ориентирован в урзу реки, второй – параллельно реке.

Откачки обычно осуществляются с помощью эрлифта или погружного электронасоса.

Условия проведения откачки

Перед проведением откачки должны быть измерены естественный или статический уровни подземных вод во всех скважинах - Нст.

В процессе откачки проводится измерение расхода воды, поступающей из скважины для контроля условия $Q - \text{const}$ и положение динамического уровня H_d во всех скважинах (центральной и наблюдательных).

Измерение расхода осуществляется не реже 1 раза в час, измерение динамического уровня в первый час проводится каждые 3-5 минут, второй час – 10 минут, далее каждые полчаса-час до окончания откачки

После завершения откачки (отключения насоса) обязательно проводятся наблюдения за восстановлением (подъемом) динамических уровней во всех скважинах в течение 1-3 суток.

В процессе откачки на изливе отбираются не менее 2-х проб воды на химический анализ в начальный и конечный периоды. Одновременно с отбором проб измеряется температура воды

Типовые расчетные схемы

Расчетные схемы выделяют по следующим критериям:

- Режим фильтрации (стационарный, нестационарный);
- Наличие и характер внешних границ водоносного пласта (непроницаемая граница, река, перетекание из соседнего пласта, инфильтрационное питание, пласт неограниченных размеров);
- Тип инженерного сооружения (одиночная скважина, взаимодействующие скважины, линейный ряд скважин).

Режим фильтрации

На начальном этапе эксплуатации водозабора всегда будет нестационарный режим фильтрации, характеризующийся изменением уровня подземных вод во времен.

Со временем возможно наступление стационарного режима подземных вод в следующих случаях:

Случай 1.

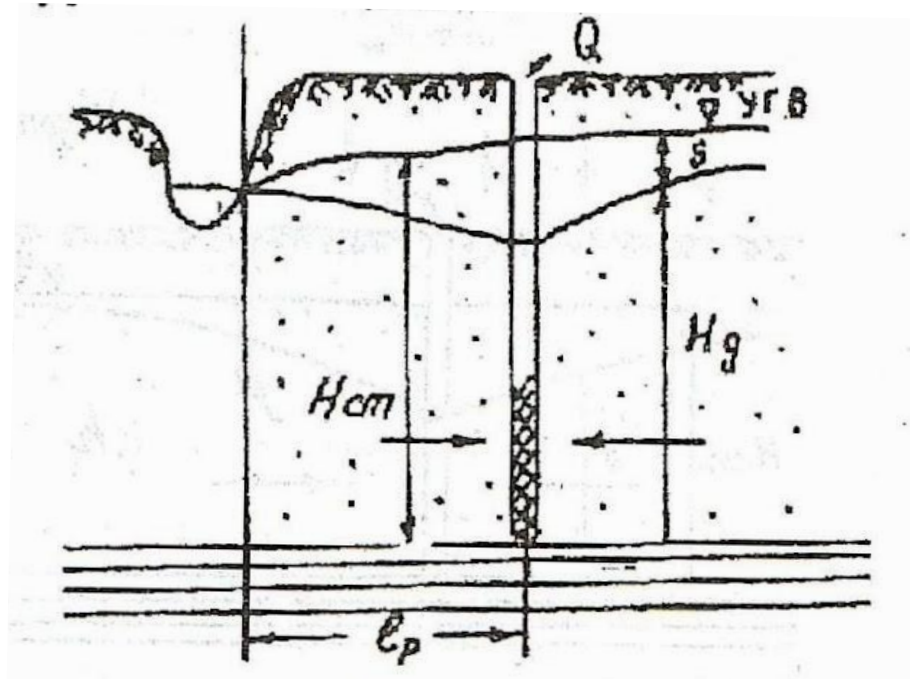
Инженерное сооружение располагается вблизи реки, которая рассматривается как граница пласта, где поддерживается практически неизменный уровень (сезонными колебаниями пренебрегаем).

Стационарный режим наступает через время:

$$t_c \geq 10 \cdot l_p^2 / a$$

где l_p - расстояние до реки; a – коэффициент уровнепроводности

Одиночная скважина у реки



Случай 2.

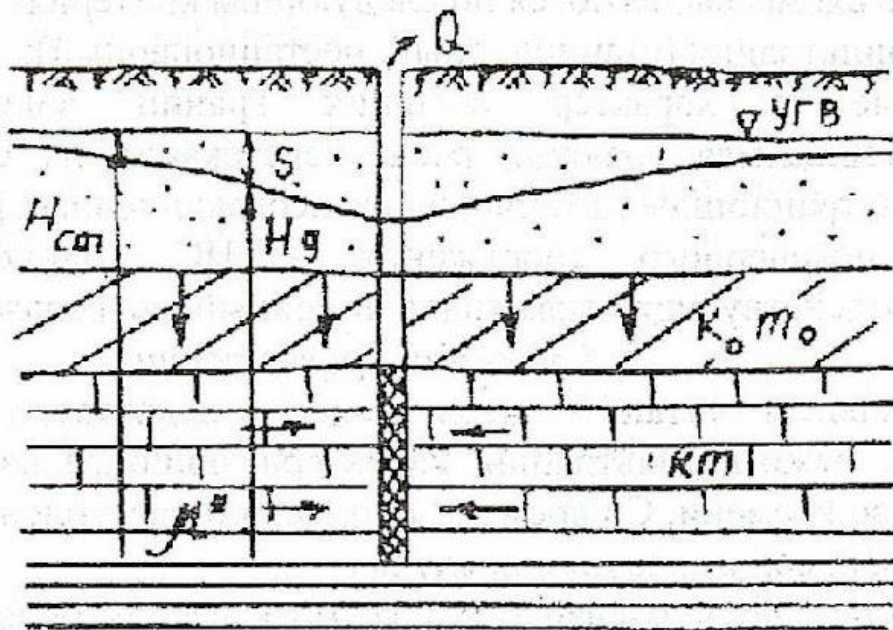
Инженерное сооружение располагается в напорном пласте, получающем дополнительное питание сверху через слабопроницаемый водоупор из вышележащего водоносного горизонта.

Стационарный режим наступает через:

$$t_c \geq 3 \cdot m_0 \cdot \mu^* / k_0$$

где m_0 - мощность водоупора, k_0 - коэффициент фильтрации водоупора, μ^* - упругая водоотдача водопроницаемого пласта.

Одиночная скважина в пласте, получающем питание за счет перетока



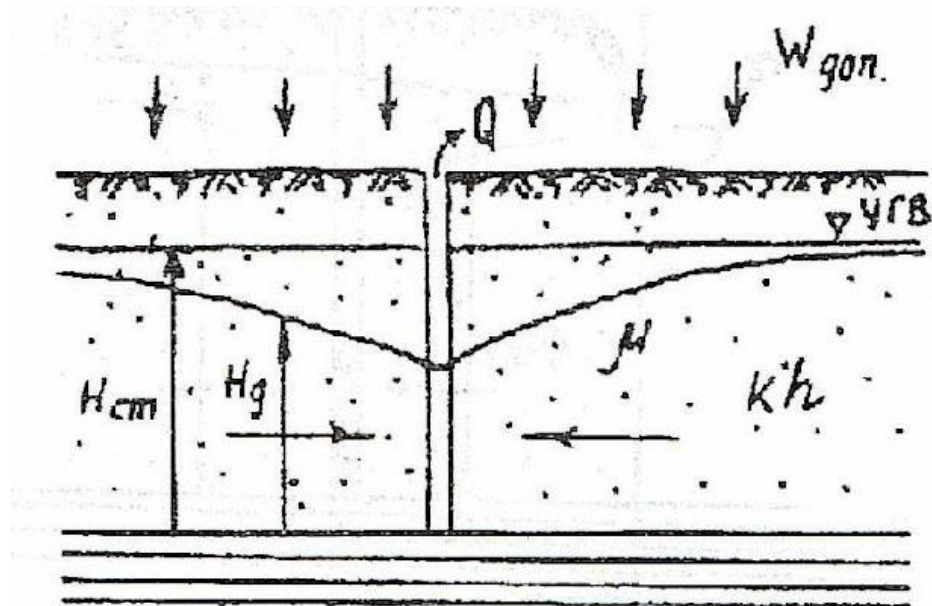
Случай 3.

Инженерное сооружение получает дополнительное инфильтрационное питание $W_{\text{доп}}$ или происходит уменьшение испарения с уровня грунтовых вод за счет его снижения под влиянием отбора воды скважиной с расходом Q_0

Стационарный режим наступит через время:

$$t_c \geq 25 \cdot Q_0 / (a \cdot \pi \cdot W_{\text{доп}})$$

Одиночная скважина в пласте, получающем дополнительное инфильтрационное питание



В иных случаях наступление стационарного режима не произойдет.

Основные расчетные формулы применительно к основным типам инженерных сооружений

Одиночная водозаборная скважина

Стационарная фильтрация:

$$S = \frac{Q_0}{2\pi \cdot km} \cdot \ln \frac{R}{r};$$

где R - радиус контура питания, определяется характером границ, откуда поступает дополнительное питание:

$$R = 2 \cdot l_p - \text{если водозабор расположен у реки, м;}$$

$$R = 1,12 \cdot \sqrt{\frac{km \cdot m_0}{k_0}} - \text{если водозабор эксплуатирует пласт с перетеканием, м;}$$

$$R = \sqrt{\frac{Q}{\pi \cdot W_{\text{доп}}}} - \text{если водоносный пласт получает дополнительное питание}$$

интенсивностью $W_{\text{доп}}$, м;

r - расстояние от водозаборной скважины до любой точки пласта, где определяется понижение уровня S , для самой водозаборной скважины $r = r_0$ - радиус фильтра скважины, м.

Нестационарная фильтрация:

Для скважин в неограниченном пласте (в плане):

$$S = \frac{Q_0}{4\pi \cdot km} \cdot \ln \frac{2,25 \cdot at}{r^2},$$

где a - уровне- или пьезопроводность водоносного пласта, $\text{м}^2/\text{сут}$;

t - расчетный период эксплуатации скважины, сут.

Влияние границы пласта определяется из соотношения

$$L = 1,5\sqrt{a \cdot t},$$

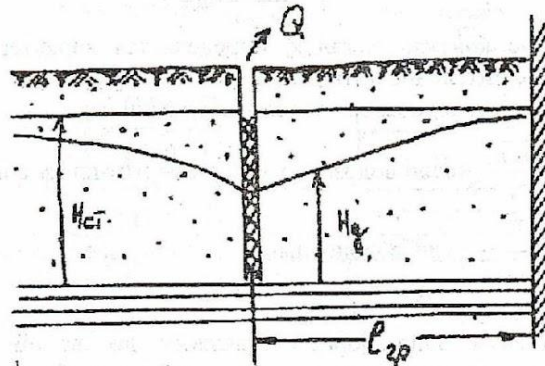
где L - расстояние до границы.

при $l \geq \frac{L^2}{2,25 \cdot a}$ необходимо рассматривать пласт как ограниченный.

Для скважины, расположенной возле непроницаемой границы пласта

$$S = \frac{Q_0}{2\pi \cdot km} \cdot \ln \frac{1,12 \cdot at}{r \cdot l_{гр}},$$

где $l_{гр}$ - расстояние до непроницаемой границы пласта, м.



Взаимодействующие водозаборные скважины

$$S_i = \frac{Q_i}{2\pi \cdot km} \cdot \ln \frac{R}{r_i} \quad - \text{ для стационарной фильтрации}$$

или

$$S_i = \frac{Q_i}{4\pi \cdot km} \cdot \ln \frac{2,25 \cdot at_i}{r_i^2} \quad - \text{ для нестационарной фильтрации}$$

Q_i - расход воды, отбираемой i -ой скважиной, м³/сут;

t_i - период эксплуатации i -ой скважины, м;

r_i - расстояние расчетной точки от i -ой скважины, м.

В качестве расчетной точки принимается положение одной из водозаборных скважин, обычно расположенной в самых неблагоприятных условиях.

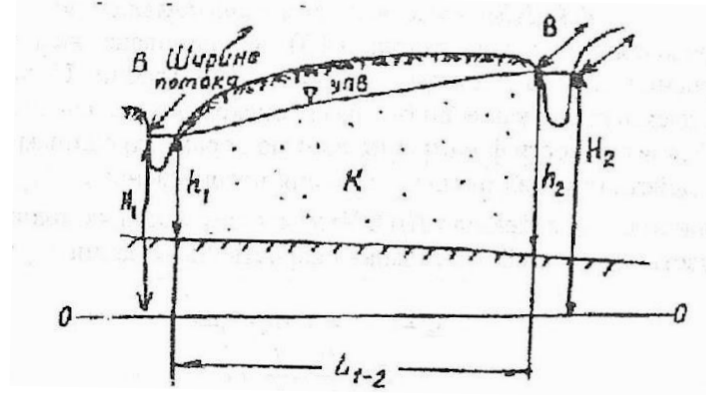
Все формулы приведены для напорных водоносных горизонтов. Для безнапорных вод в исходных уравнениях необходимо заменить S на $(2 \cdot H_e - S) \cdot S$, а множитель $Q/2\pi T$ на $Q/\pi \cdot T$.

Самостоятельная работа

- Определение параметров (T и a) по графикам временного прослеживания
- Определение параметров (T и a) по графикам площадного прослеживания

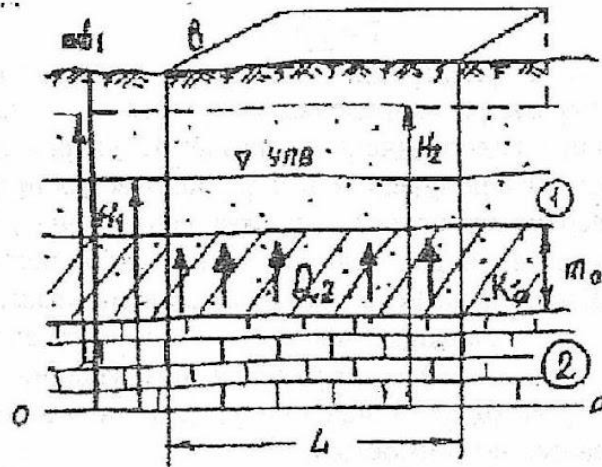
Использование закона Дарси

- Плоско-параллельный поток



$$Q = k \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_2 - H_1}{L_{1-2}} \cdot B \text{ - уравнение Дюпюи.}$$

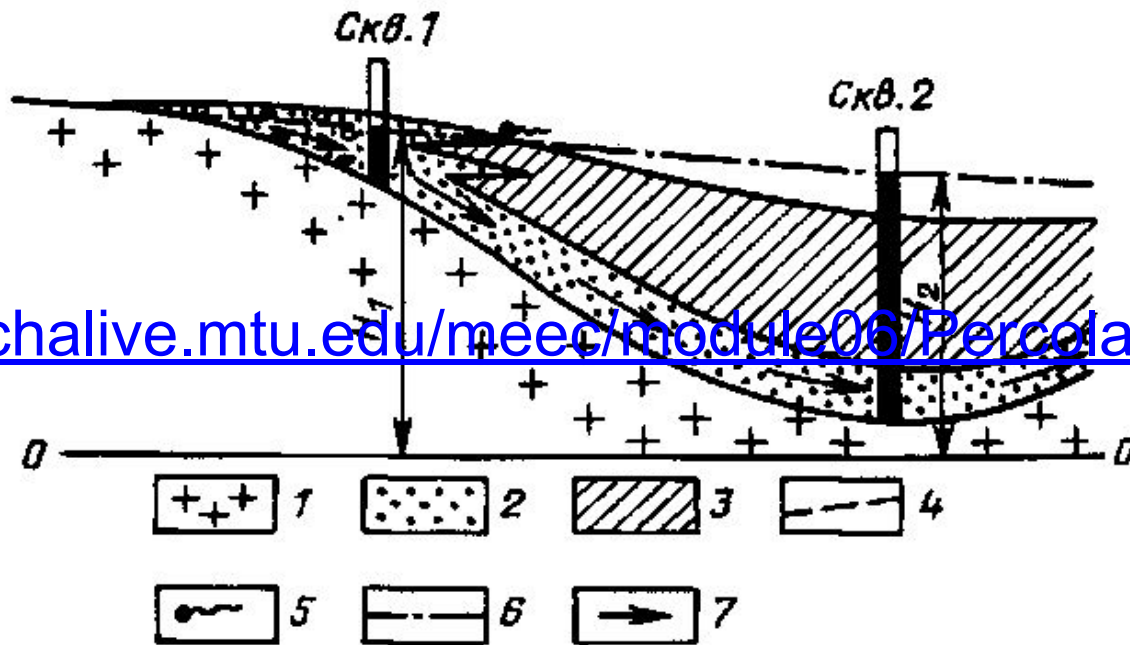
- Переток из одного водоносного горизонта в другой через слой слабопроницаемых отложений

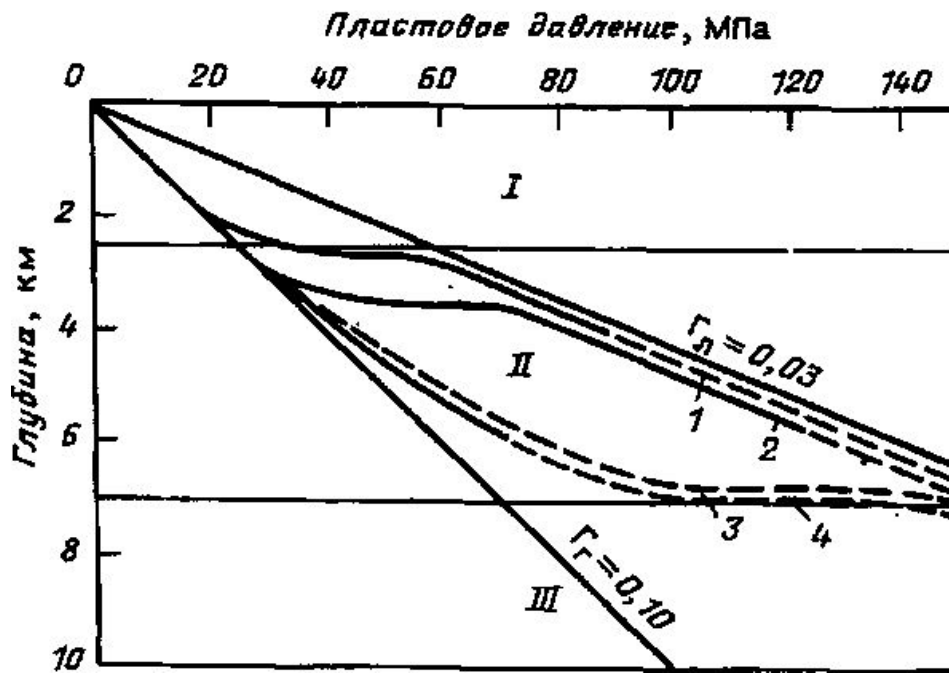


$$Q_2 = k_0 \cdot \frac{H_2 - H_1}{m_0} \cdot B \cdot L,$$

где H_1 - уровень воды в пласте (1);
 H_2 - уровень воды в пласте (2).

<http://tecalive.mtu.edu/meeec/module06/Percolation.html>





гидродинамической зональности земной коры (7).

Зоны: I — литостатических пластовых давлений;

II — переходных пластовых давлений;

III — гидростатических пластовых давлений. Средние графики пластовых давлений в областях: / — альпийского складкообразования; 2 — герцинского складкообразования; 3 — байкальского складкообразования; 4 — дорифейского складкообразования. Γ_l и Γ_g - градиенты соответственно условного гидростатического и литостатического давлений

Сопоставление схем гидродинамической зональности

Варианты гидродинамической зональности по					
Б.Л. Личкову, Ф.А. Макаренко, Н.К. Игнатовичу	А.Е. Ходькову и Г.Ю. Валуконису [18]		Л.Г. Заварзину	Ю.А. Ехову и Ю.П. Вдовину [7]	И.Г. Киссину* [9]
Зона активного водообмена	Верхняя зона	Подзона аэрации	Зона аэрации	Зона гидростатических давлений	Инфильтрационный
Зона затрудненного водообмена		Подзона фильтрации	Зона свободного водообмена		
Зона застойных подземных вод	Средняя зона		Зона затрудненного водообмена		
	Нижняя зона	Зона весьма затрудненного водообмена	Верхняя подзона	Зона переходных давлений	Элизионный
			Нижняя подзона	Зона литостатических давлений	Глубинный
* Тип гидродинамического режима подземных вод					

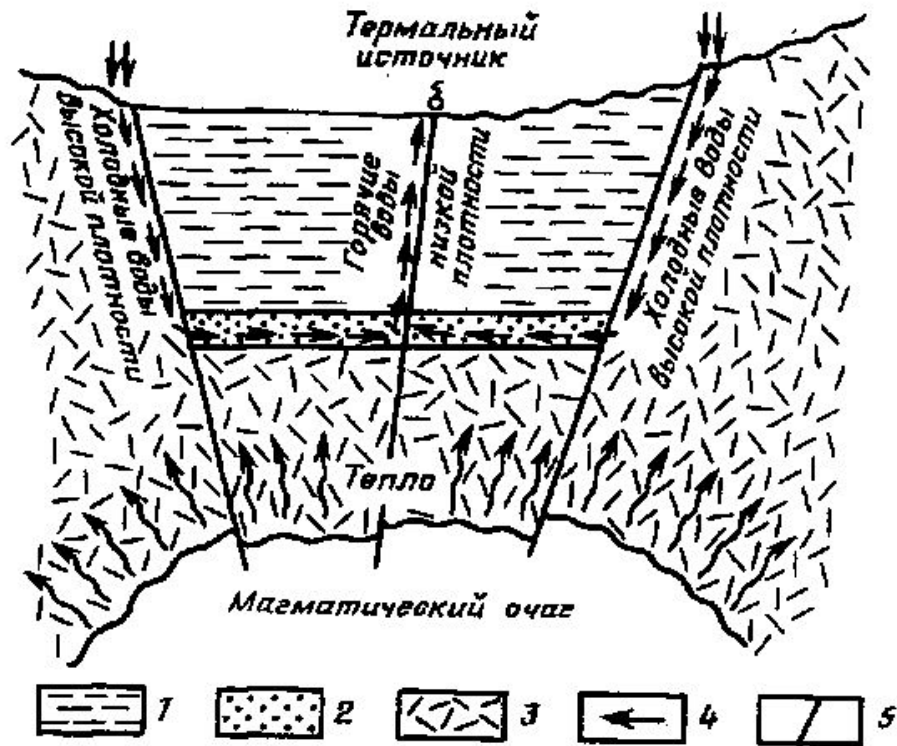


Рис. 4.2. Схема питания и разгрузки термальных вод. По Д.Е.Уайту: 1 — породы с низкой проницаемостью; 2 — проницаемые породы; 3 — кристаллические породы; 4 — направление движения воды; 5 — разлом