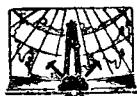


А. Е. ГУРДЫН, А. Н. КАПРИЯНОВ, Е. М. КРУПАКОВ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ  
ОСНОВЫ  
НЕФТЯНОЙ  
ГИДРОГЕОЛОГИИ

А. Е. ГУРЕВИЧ, Л. Н. КАПЧЕНКО, Н. М. КРУГЛИКОВ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ  
ОСНОВЫ  
НЕФТЯНОЙ  
ГИДРОГЕОЛОГИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ЛЕНИНГРАД. 1972

Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М. Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., «Недра», 1972. 272 с.

В работе рассмотрены движение подземных вод, формирование комплекса растворенных в них веществ и самих вод, влияние подземных вод на миграцию углеводородов, формирование и разрушение залежей нефти и газа. Упор сделан на строгое физическое и физико-химическое обоснование выводов и на количественные оценки масштабов процессов.

В I разделе освещены природа и особенности процессов массопереноса, проанализирована роль различных факторов, обуславливающих фильтрацию подземных вод. На этой основе теоретически получены основные закономерности динамики подземных вод в зависимости от строения и стадии развития региона. Большое внимание уделено вопросам методики, определению движения подземных вод по данным о пластовых давлениях и плотности воды и методам математического моделирования.

Во II разделе рассмотрены существующие точки зрения на формирование запасов, солевого и газового состава глубокозалегающих подземных вод. Дан критический анализ различных генетических схем и систематизированы доказательства наиболее обоснованной гипотезы седиментационного генезиса основной массы глубокозалегающих вод. Рассматриваются основные факторы и процессы постседиментационного преобразования солевого и газового состава подземных вод при литогенезе.

В III разделе анализируется роль подземных вод в миграции нефти и газа, формировании и разрушении их залежей на элизионных и инфильтрационных этапах развития бассейнов. Основное внимание уделено миграции газообразных углеводородов. Процессы миграции газа, формирования и разрушения их залежей рассматриваются на количественной основе с учетом геохимических условий (количество, состав и стадия метаморфизма рассеянного органического вещества) и фазовой насыщенности порового пространства газогенерирующих и коллекционных горизонтов.

В заключении намечены проблемы, требующие первоочередного изучения, и направления дальнейших исследований в рассмотренной области нефтяной геологии.

Книга рассчитана на геологов, гидрогеологов, геохимиков, нефтяников, преподавателей вузов и студентов.

Таблиц 34, иллюстраций 57, список литературы — 143 названия.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Нефтяная гидрогеология является разделом гидрогеологии, изучающим подземные воды во взаимосвязи с процессами образования и преобразования углеводородов, их миграции, формирования и разрушения залежей нефти и газа. Понятие «нефтяная гидрогеология» шире понятия «гидрогеология нефтяных и газовых месторождений», поскольку предметом ее являются подземные воды нефтегазоносных и перспективно нефтегазоносных областей, а не только отдельных их участков — месторождений.

К компетенции нефтяной гидрогеологии относятся:

1) причины и закономерности перемещения подземных вод в регионе на различных этапах его геологического развития;

2) закономерности изменения состава растворенных компонентов подземных вод в процессе литогенеза, их влияние на образование углеводородов и изменение их состава;

3) роль подземных вод в миграции и аккумуляции нефти и газа, переформировании и разрушении нефтяных и газовых месторождений.

Комплексные гидрогеологические критерии нефтегазоносности позволяют дополнить общую геологическую оценку перспективности отдельных районов и их частей. Разумеется, не все из стоящих перед нефтяной гидрогеологией вопросов могут найти в настоящее время сколько-нибудь полное решение. Однако тем больше необходимость их анализа и теоретической разработки. Изучение нефтяной гидрогеологии до настоящего времени осуществляется преимущественно на эмпирической основе.

Но одновременно разрабатывались и теоретические вопросы. Крупный вклад в развитие нефтяной гидрогеологии внесли Н. А. Андрусов, А. Д. Архангельский, Е. А. Барс, М. А. Гатальский, М. С. Гуревич, М. И. Зайдельсон, И. К. Зерчанинов, Н. К. Игнатович, А. А. Карцев, В. Н. Корценштейн, В. А. Кротова, Пальмер, Роджерс, А. И. Силин-Бекчурин, В. А. Сулин, Г. М. Сухарев, Н. В. Тагеева, Хаберт и многие другие. Трудами этих исследователей закладывались основы теории нефтяной гидрогеологии. В предлагаемой читателю работе дается обобщение и дальнейшее развитие теоретических представлений в этой области на основе применения методов физики, химии и математики.

Главное внимание авторы уделяли строгости выводов и аргументации излагаемых положений и стремились при этом возможно шире

применять количественные оценки, опираясь на физический и физико-химический анализ природы гидрогеологических процессов и на математическое моделирование.

Трактовка наблюдаемых фактов и эмпирических закономерностей, проведение палеореконструкций требуют знания не только геологической, но и физико-химической природы процессов. Отсутствие строгой теоретической основы при изучении отдельных вопросов очень часто приводит к ошибочным построениям и выводам. С другой стороны, характер и свойства процессов движения и изменения состава подземных вод и углеводородов можно предсказать на основе законов физики и химии и пространственного распределения свойств вод и пород. Поэтому нами был избран теоретический подход к рассмотрению процессов. В соответствии с этим принят смысловой, а не хронологический порядок изложения, приоритет отдельных исследователей в решении тех или иных вопросов и выдвижении новых положений дан ссылками на соответствующую литературу.

Ограниченный объем книги наложил определенный отпечаток на ее содержание и характер изложения. В частности, основной упор сделан на изложение позитивных выводов. Обзор существующих представлений и их критический анализ сведены к неизбежному минимуму.

Эта книга — первая попытка комплексного и систематического изложения положений нефтяной гидрогеологии на основе строгого теоретического построения представлений о движении и составе подземных вод в их взаимосвязи с движением и составом углеводородов. Поэтому естественно, что она не лишена недостатков. Авторы с благодарностью примут все конструктивные замечания.

В соответствии с кругом вопросов, изучаемых нефтяной гидрогеологией, изложение материала в книге делится на три крупных раздела.

И. Региональная динамика подземных вод (А. Е. Гуревич).

II. Формирование запасов и химического состава подземных вод (Л. Н. Капченко).

III. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных и газовых месторождений (Н. М. Кругликов).

Предисловие и заключение написаны коллективно. § III.4 по просьбе авторов написан И. А. Волковым.

Авторы признательны Е. А. Баскову, рецензировавшему рукопись, за ряд полезных замечаний, способствовавших ее улучшению.

# Раздел I. РЕГИОНАЛЬНАЯ ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Изучение массопереноса подземных вод под действием природных факторов следует рассматривать как часть формирующегося в настоящее время нового раздела геологических знаний — миграции жидкостей\* в земной коре. В него входят вопросы природного массопереноса (механического и молекулярного) подземных вод (в частности термальных и рудоносных растворов) и жидких и газообразных углеводородов. Объединение всех этих вопросов является естественным благодаря общности законов переноса, единству методологического и в существенной мере методического подхода к их исследованию и разрешению. Принципиальным моментом этих исследований является детерминированно-вероятностный характер процессов миграции. Законы массопереноса детерминированно связывают параметры переноса, сами же параметры являются статистическими, вероятностными. При этом величины параметров как скалярные, так и тензорные зависят от масштаба и способа осреднения при их определении. С изменением масштаба рассмотрения возможно изменение и характера параметров, а соответственно и закона их связи.

Изучение процессов миграции, равно как и любых других природных явлений, может производиться либо от частного к общему, т. е. преимущественно эмпирически, либо от общего к частному, т. е. преимущественно теоретически.

Заложение основ теоретических представлений о региональной динамике было начато еще в 30—40-х годах трудами М. А. Гатальского, Н. К. Игнатовича, А. И. Силина-Бекчурина, А. Н. Мятиева. Подход к движению подземных вод как результату всей суммы геологических процессов впервые был намечен в работах П. Н. Чирвinskого, К. А. Макова, А. Н. Семихатова. В дальнейшем рассмотрение теоретических вопросов региональной динамики подземных вод нашло отражение в работах Г. В. Богомолова, М. Г. Валяшко, И. В. Гармонова, М. И. Зайдельсона, И. К. Зайцева, И. К. Зерчанинова, А. А. Карцева, И. Г. Киссина, Мэйбума, А. И. Поливановой,

---

\* Газ с позиций гидромеханики может рассматриваться как жидкость с высокой сжимаемостью.

Тота, Б. А. Тхостова, Де Уиста, Хаберта, А. Е. Ходькова, С. А. Шагоянца, В. В. Ягодина и многих других.

Накопленный к настоящему времени материал в области движения подземных вод позволяет широко использовать теоретический подход, который иложен в основу данного раздела. Содержание и порядок изложения полностью определились приведенными выше соображениями.

## ОБОЗНАЧЕНИЯ

$x, y, z$  — декартовы координаты, ось  $oz$  направлена вертикально вверх  
 $t$  — время  
 $p$  — давление в жидкости  
 $P$  — приведенное давление  
 $\rho$  — плотность жидкости  
 $\mu$  — динамическая вязкость жидкости  
 $\gamma$  — удельный вес жидкости  
 $\mathbf{g}$  — вектор ускорения свободного падения  
 $m$  — пористость  
 $K$  — тензор проницаемости  
 $k$  — коэффициент проницаемости  
 $\mathbf{v}$  — вектор скорости фильтрации  
 $\mathbf{u}$  — вектор средней фактической скорости движения жидкости  
 $T$  — температура  
 $c$  — концентрация растворенного вещества  
 $H$  — глубина от поверхности земли  
 $\sigma$  — коэффициент поверхностного натяжения  
 $R$  — радиус порового канала  
 $\alpha_n$  — коэффициент линейного температурного расширения вещества скелета породы  
 $\alpha_v$  — коэффициент объемного температурного расширения воды  
 $\beta_n$  — коэффициент линейного упругого сжатия вещества скелета породы  
 $\beta_v$  — коэффициент упругого сжатия воды  
 $\nabla$  — оператор Гамильтона,  $\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{k}$ , где  $\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$  — единичные орты осей  $x, y, z$   
 $\nabla f \equiv \text{grad } f$ , если  $f$  — скаляр;  $\nabla \mathbf{f} \equiv \text{div } \mathbf{f}$ , если  $\mathbf{f}$  — вектор

## Глава I. МАССОПЕРЕНОС ЖИДКОСТЕЙ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

### § 1.1. МЕХАНИЧЕСКИЙ МАССОПЕРЕНОС (ФИЛЬТРАЦИЯ)

#### ОДНОФАЗНОЕ ТЕЧЕНИЕ

Жидкости, сопротивление которых движению обусловлено сопротивлением молекул (частиц) в смежных, смещаемых друг относительно друга, слоях и пропорционально скорости этого смещения, называются вязкими, или ньютоновскими. Вязкость есть свойство жидкости оказывать такое сопротивление. Ее количественная мера — коэффициент динамической вязкости  $\mu$  — определяется как

$$\tau = \mu \frac{dv}{dn}, \quad (I.1)$$

где  $\tau$  — сила сопротивления;  $v$  — скорость движения слоя жидкости;  $n$  — координата, ортогональная вектору скорости.

Если вязкость жидкости не прямо пропорциональна  $\frac{dv}{dn}$ , то о ней обычно говорят как о ньютоновской. Жидкости, обладающие за счет межмолекулярных, квазикристаллических связей предельным (начальным) сопротивлением  $\tau_0$  относительному сдвигу слоев, называются вязко-пластичными или шведовскими (бингамовскими).

Газы являются чисто вязкими средами. Подземные воды считаются также ньютоновскими, за исключением связанный воды. В то же время имеется ряд соображений и экспериментальных данных в пользу того, что их поведение отличается от чисто ньютоновского, однако этот вопрос еще далек от окончательного разрешения. Наличие пластических свойств ( $\tau_0$ ) для парафинистых нефти при температурах ниже точки плавления парафина и для ряда асфальтово-смолистых нефти в широком диапазоне пластовых температур в настоящее время установлено однозначно.

Механический (т. е. такой, при котором жидкость можно рассматривать как сплошную среду) массоперенос жидкости через пористую среду называется фильтрацией вне зависимости от побуждающих сил. Для ньютоновских жидкостей Дарси в 1861 г. экспериментально установил линейную зависимость расхода жидкости через проницаемую породу от падения напора (гидравлического уклона) в виде

$$q = k_{\phi} \omega i. \quad (I.2)$$

Коэффициент пропорциональности  $k_{\phi}$ , характеризующий количественно способность среды фильтровать через себя жидкость, получил название коэффициента фильтрации. Он определяется экспериментально как

$$k_{\phi} = \frac{q}{\omega i}. \quad (I.3)$$

Позже был введен коэффициент проницаемости  $k$ , который соотносится с коэффициентом фильтрации как

$$k = \frac{\mu}{\gamma} k_{\phi}. \quad (I.4)$$

Величина  $v$ , определяемая по физическому смыслу как  $q/\omega$ , получила название скорости фильтрации. Это скорость, с которой идеальная жидкость обеспечивала бы данный расход  $q$ , протекая через данное сечение среды  $\omega$  и занимая его целиком (т. е. если бы сама порода отсутствовала).

Скорость фильтрации, таким образом, может рассматриваться как скорость течения условной идеальной жидкости. Истинные векторы скорости  $\bar{u}$  движения воды в поровом пространстве породы отличаются от вектора скорости фильтрации  $v$  по величине и направлению и могут варьировать в довольно широком диапазоне (в пределах ограниченного по площади сечения фильтрации). Знание поля

скоростей фильтрации не дает точного представления о траектории материальной частицы даже при установившемся движении жидкости.

Величина абсолютной скорости движения воды в поровых каналах существенно зависит от их диаметра. Это вызвано тем, что  $u = 0$  на стенке канала (так называемое условие «прилипания») и распределение величин скоростей по диаметру сечения канала имеет параболический характер.

Как правило, породы анизотропны по проницаемости. Если от точки в некотором масштабе откладывать величины проницаемости данного элементарного объема пород по разным направлениям, то (учитывая эквивалентность прямого и обратного направлений для проницаемости) точки образуют эллипсоид. Этот эллипсоид может быть записан как тензор II ранга. Оси эллипса называются главными осями тензора проницаемости.

В произвольной системе координат тензор проницаемости  $\bar{K}$  может быть представлен в виде квадратной матрицы

$$\bar{K} = \begin{bmatrix} k_{11}k_{12}k_{13} \\ k_{21}k_{22}k_{23} \\ k_{31}k_{32}k_{33} \end{bmatrix}, \quad (I.5)$$

где индексы относятся к осям координат. Если оси координат совпадают с главными осями тензора проницаемости, то  $k_{ij} = 0$  при  $i \neq j$  и матрица (I.5) становится диагональной. Если при этом  $k_{11} = k_{22} = k_{33} = k$ , то мы имеем частный случай изотропной по проницаемости породы, и ее проницаемость полностью характеризуется скалярной величиной  $k$ :

$$\bar{K} = k \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} = kE,$$

где  $E$  — единичная матрица.

Тензор проницаемости является характеристикой статистически однородного элемента реальной среды. В зависимости от масштаба рассмотрения величина такого элемента, а следовательно, и  $\bar{K}$  будут меняться.

Жидкость фильтруется через породу благодаря наличию сообщающихся между собой гранулярных пор и трещин. Соответственно, нередко говорят о поровой и о трещинной проницаемости. Поскольку практически все породы обладают одновременно и гранулярной и трещинной пористостью, то естественно возникает вопрос о представимости тензора проницаемости породы как

$$\bar{K} = \bar{K}_{\text{пор}} + \bar{K}_{\text{тр}}, \quad (I.6)$$

т. е. об аддитивности  $\bar{K}_{\text{пор}}$  и  $\bar{K}_{\text{тр}}$ . Масштаб рассмотрения играет здесь существенную роль. Если размеры объема породы, принимаемого нами за элементарный, достаточно велики по сравнению с рас-

крытием и протяжением отдельных трещин, то деление проницаемости на поровую и трещинную теряет смысл и  $\bar{K}$  нужно рассматривать как статистический результат фильтрующей способности всего порового пространства в целом.

Если рассматриваемый объем невелик, то объем, который можно принимать за элементарный, исходя из условий статистической однородности свойств в его пределах, может уже не включать в себя трещин. В таком случае вопрос об аддитивности  $\bar{K}_{\text{пор}}$  и  $\bar{K}_{\text{тр}}$  имеет смысл. Тензоры  $\bar{K}_{\text{пор}}$  и  $\bar{K}_{\text{тр}}$  аддитивны, если одновременно и трещины и, главные оси  $\bar{K}_{\text{пор}}$  (в поровых блоках между трещинами) в рассматриваемой элементарной области составляют с равнодействующей движущих сил углы, равные  $n\pi/2$  ( $n = 0, 1, 2, \dots$ ).

Вопрос об определении проницаемости при разных масштабах рассмотрения крайне важен. Проницаемость  $k_B$  большого блока породы в целом (например, участка водоносного горизонта между соседними скважинами) существенно зависит от структуры пространственного распределения проницаемостей  $k_i$  элементарных объемов породы и численное значение  $k_B$  находится в диапазоне

$$\sum_i k_i n_i \geq k_B \geq 1 : \left( \sum_i \frac{n_i}{k_i} \right), \quad (I.7)$$

где  $k_i$  — проницаемости разностей пород, слагающих данный блок;  $n_i$  — доля этих разностей в блоке.

Из (I.7) видно, что если величина  $k_B$  принимается по данным определения проницаемости кернового материала или результатам кратковременной откачки из одиночной скважины, то возможны существенные ее завышения (на порядок и более).

Роль структуры распределения проницаемости для определения  $k_B$  наглядно иллюстрируется схемой распределения карбонатности (определяющей проницаемость) в песчаном пласте, любезно предоставленной авторам М. Е. Капланом (рис. I.1).

Основным законом фильтрации ньютоновских жидкостей является

$$-\nabla p + \rho \bar{g} - \mu \bar{K}^{-1} \bar{v} = \frac{1}{m} \rho \frac{d\bar{v}}{dt}. \quad (I.8)$$

В литературе мнения относительно коэффициента  $1/m$  в правой части (I.7) расходятся. Ряд авторов [Лейбенсон, 1947; Полубаринова-Кочина, 1952; Кочин, Кибель, Розе, 1953] получают при выводе уравнения вид (I.8), другие [Аравин, Нумеров, 1953] получают это уравнение без коэффициента  $1/m$  при правой части. Поэтому рационально кратко дать вывод этого уравнения.

Возьмем некоторый элементарный объем пористой среды  $W_n$ , достаточно малый и в то же время достаточно большой по сравнению с размерами пор, и пусть объем пор, по которым фильтруется жидкость,  $W_{\text{ж}}$ . Рассмотрим силы, действующие на жидкость, фильтрующуюся сквозь пористую среду.

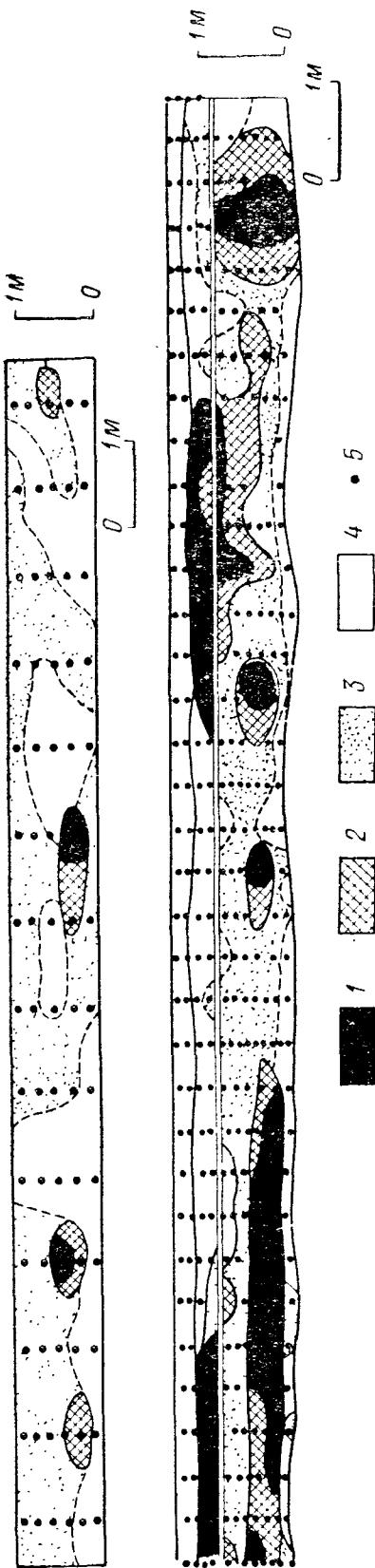


Рис. 1.1. Распределение участков карбонатов в песчаном пласте (по М. Е. Гаплану):  
 1 — высококарбонатные; 2 — карбонатные; 3 — слабокарбонатные; 4 — бескарбонатные; 5 — точки опробования.

1. На поверхность выделенного нами объема воды действует нормальное давление со стороны смежных объемов воды и минеральных стенок (по третьему закону Ньютона). Если поверхность объема  $W_{ж}$  есть  $S$ , то воздействие давления на нее есть  $\oint_S pdS$ . Поскольку поверхность  $S$  замкнута, а функция давления в жидкости непрерывна вместе с первыми производными, можем применить преобразование Гаусса. Так как давление действует в направлении внутренней нормали к поверхности области, то

$$\oint_S pdS = - \int_{W_{ж}} \nabla p \, dW_{ж}.$$

2. Если жидкость находится в гравитационном поле, то на нее действует сила тяжести, равная  $\int_{W_{ж}} \rho \bar{g} \, dW_{ж}$ .

3. Фильтрующаяся ламинарно жидкость испытывает сопротивление  $\bar{f}$ , пропорциональное первой степени скорости фильтрации  $\bar{v}$ . Считая жидкость чисто вязкой и используя закон Дарси, можем получить для единичного объема жидкости  $\bar{f} = -\mu \bar{K}^{-1} \bar{v}$ , откуда сопротивление для объема  $W_{ж}$  есть  $-\int_{W_{ж}} \mu \bar{K}^{-1} \bar{v} \, dW_{ж}$ .

4. Наконец, инерция жидкости в объеме  $W_{ж}$  есть  $\int_{W_{ж}} \rho \frac{d\bar{u}}{dt} \, dW_{ж}$  или, так как  $m \bar{u} = \bar{v}$ ,  $\int_{W_{ж}} \frac{1}{m} \rho \frac{d\bar{v}}{dt} \, dW_{ж}$ .

По принципу Даламбера сумма сил, действующих на систему материальных точек, равна силе инерции, т. е.

$$-\int_{W_{jk}} \nabla p \, dW_{jk} + \int_{W_{jk}} \rho \bar{g} \, dW_{jk} - \int_{W_{jk}} \mu \bar{K}^{-1} \bar{v} \, dW_{jk} = \int_{W_{jk}} \frac{1}{m} \rho \frac{d\bar{v}}{dt} \, dW_{jk}.$$

Поскольку взятый объем  $W_{jk}$  произволен, то окончательно получаем

$$-\nabla p + \rho \bar{g} - \mu \bar{K}^{-1} \bar{v} = \frac{1}{m} \rho \frac{d\bar{v}}{dt}.$$

Это — основное уравнение, основной закон движения вязкой жидкости сквозь пористую среду. К нему необходимо добавить еще уравнение материального баланса, физический смысл которого может быть сформулирован следующим образом. Разность количеств жидкости, втекающих в некоторый объем, ограниченный замкнутой поверхностью, и вытекающих из него, равна изменению количества (содержания) жидкости в этом объеме плюс количество жидкости, возникающее (исчезающее) в нем. Это записывается для элементарного объема как

$$\operatorname{div}(\rho \bar{v}) = -\frac{\partial(m\rho)}{\partial t} + G, \quad (I.9)$$

где  $G$  — количество жидкости, возникающее (исчезающее) в единицу времени в единичном объеме пористой среды. Уравнение (I.9) называется уравнением непрерывности (неразрывности).

Запись уравнения материального баланса в виде (I.9) недостаточно удобна для исследования природных течений. Чтобы в явном виде учесть влияние различных факторов, развернем выражение (I.9):

$$\operatorname{div} \bar{v} = -\frac{1}{\rho} \left[ \nabla \rho \bar{v} + m \left( \frac{\partial \rho}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial M} \frac{\partial M}{\partial t} \right) + \rho \frac{dm}{dt} \right] + \frac{1}{\rho} G. \quad (I.10)$$

В методическом отношении большой интерес представляют свойства фильтрационного течения. При изучении движения жидкости весьма удобным является введение потенциалов — силового потенциала  $\Phi$  и потенциала скорости  $\psi$ . Однако эти потенциалы существуют не всегда, а лишь при выполнении некоторых условий.

Силовым потенциалом называется скалярная функция  $\Phi$ , градиент которой тождественно равен вектору данной силы  $F$  во всей рассматриваемой области. Аналогично потенциалом скорости называется скалярная функция  $\psi$ , градиент которой равен вектору скорости  $\bar{v}$  во всей рассматриваемой области.

Перепишем уравнение (I.8) в виде

$$\bar{v} = \frac{1}{\mu} \bar{K} \left( -\nabla p + \rho \bar{g} - \frac{1}{m} \rho \frac{d\bar{v}}{dt} \right). \quad (I.11)$$

Известно, что операция  $\text{rot}$  в применении к градиенту функции дает нуль. Тогда условия существования силового потенциала  $\Phi$  и потенциала скорости  $\psi$  могут быть записаны в виде

$$\text{rot}(\nabla\Phi) \equiv \text{rot}\left(-\nabla p + \rho\bar{g} - \frac{1}{m}\rho\frac{d\bar{v}}{dt}\right) = 0, \quad (I.12)$$

$$\text{rot}(\nabla\psi) \equiv \text{rot}\bar{v} = \text{rot}\left[\frac{1}{\mu}\bar{K}\left(-\nabla p + \rho\bar{g} - \frac{1}{m}\rho\frac{d\bar{v}}{dt}\right)\right] = 0. \quad (I.13)$$

Следует учитывать, что, поскольку в природных условиях породы, вообще говоря, неоднородны и анизотропны по проницаемости, то  $\bar{K}$  есть тензор, зависящий от координат.

Можно показать, что в общем случае (I.12) и (I.13) имеют место лишь при весьма специальных условиях, выполнение которых в природной обстановке маловероятно для сколько-нибудь существенной по размерам области фильтрации.

При региональном фильтрационном течении движение жидкости близко к стационарному и величиной ускорения можно пренебречь, считая ее равной нулю:  $d\bar{v}/dt = 0$  \*. В этом предположении мы и рассмотрим условия существования силового потенциала  $\Phi$ .

При  $d\bar{v}/dt = 0$  условие (I.12) упрощается в

$$\text{rot}(-\nabla p + \rho\bar{g}) = 0, \quad (I.14)$$

$$\text{rot}(-\nabla p + \rho\bar{g}) = \text{rot}(-\nabla p) + \text{rot}(\rho\bar{g}) = 0 + \nabla\rho \times \bar{g} = \nabla\rho \times \bar{g}.$$

Таким образом, (I.14) эквивалентно условию

$$\nabla\rho \times \bar{g} = 0, \quad (I.15)$$

откуда необходимо следует

$$\frac{\partial\rho}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial\rho}{\partial y} = 0. \quad (I.16)$$

Это означает, что условием существования силового потенциала  $\Phi$  является постоянство плотности жидкости вдоль любого горизонтального направления. Таким образом,  $\rho$  должно быть функцией только глубины:  $\rho = \rho(z)$ . При этих условиях имеет место

$$-\nabla p + \rho(z)\bar{g} \equiv \nabla\Phi. \quad (I.17)$$

Дифференциальной форме (I.17) соответствует интегральная форма

$$\Phi = p + g \int_{z_0}^z \rho(z) dz. \quad (I.18)$$

\* Для процессов фильтрации, связанных с импульсивными тектоническими уплотнениями, землетрясениями и т. д., малость  $d\bar{v}/dt$  не очевидна и требует специального рассмотрения.

Потенциал  $\Phi$  в формуле (I.18) есть приведенное давление, предложенное А. И. Силиным-Бекчуриним [1941]. Условие на распределение плотности для существования силового потенциала (приведенного давления) наглядно видно из того, что тождество (I.17), интегрированием которого получено (I.18), существует лишь при условии (I.16). Без этого условия приведенное давление теряет смысл. Очень важно помнить, что приведенное давление и выражения для него

$$P = p + \int_{z_0}^z \gamma(z) dz \text{ при } \gamma = \gamma(z) \quad (I.19)$$

или

$$P = p + \gamma(z - z_0) \text{ при } \gamma = \text{const} \quad (I.20)$$

получаются не независимо, а как результат (I.17), и (I.17) первично по отношению к (I.18). Пренебрежение этим фактом привело, например, Н. П. Лущинского [1964] к ряду ошибочных выводов.

Аналогичным образом, применяя операцию  $\text{rot}$  к  $\frac{1}{\mu} \bar{K} (-\nabla p + \rho \bar{g})$ , можем получить условия существования потенциала скорости фильтрации  $\psi$ . Нетрудно показать, что  $\psi$  существует для однородной и изотропной по проницаемости породы и  $\rho = \rho(z)$ . Для неоднородных анизотропных пород и  $\rho = \rho(x, y, z)$  потенциал скорости, вообще говоря, не существует для природных течений.

Условие  $\rho = \rho(z)$ , полученное для потенциальности течения, влечет в свою очередь требования к  $\rho$  на входной границе области, к соотношению линий и скоростей тока и конфигурации границ области фильтрации в течение некоторого промежутка времени  $\Delta t$ , в течение которого фильтрация должна быть потенциальной. Смысл этих требований: распределение скоростей не должно приводить к нарушению условия (I.16).

Можно также показать, что при  $\rho = \text{const}$  поток стационарен  $\left( \frac{d\bar{v}}{dt} = 0 \right)$ , если  $\frac{\partial}{\partial t} \nabla p = 0$ . Если  $\rho \neq \text{const}$ , то условие стационарности может быть записано в виде

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial y} = 0; \quad \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial z} = g \frac{\partial \rho}{\partial t}. \quad (I.21)$$

Если под стационарным течением понимать такое, при котором  $\frac{d\bar{v}}{dt} = 0$  и  $\frac{\partial}{\partial t} \nabla p = 0$ , то при стационарном течении неоднородной жидкости должно выполняться  $\rho = \rho(z)$  и  $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$ . Это значит, что все линии тока должны быть горизонтальны, т. е.  $v_z = 0$ , откуда следует требование к распределению проницаемости и очертанию границы области. Все это говорит о том, что природные течения неоднородных по плотности подземных вод не являются

стационарными и вопрос о величине ускорения  $\frac{d\bar{v}}{dt}$  и области допущения упрощенного уравнения

$$-\nabla p + \rho \bar{g} - \mu \bar{K}^{-1} \bar{v} = 0 \quad (I.22)$$

и уравнений (I.17)–(I.19) нуждается в более детальном исследовании.

Таким образом, использование приведенных давлений для оценки движения подземных вод правомерно лишь в случае  $\rho = \rho(z)$ . При этом выбор плоскости сравнения совершенно произволен. Нетрудно заметить, что при смене плоскости сравнения с  $z = z_0$  на  $z = z_{01}$  величина приведенного давления в каждой расчетной точке изменится на одну и ту же величину

$$\nabla P = \int_{z_0}^{z_{01}} \gamma(z) dz. \quad (I.23)$$

В природных водоносных системах условие на удельный вес воды ( $\gamma = \gamma(z)$ ) практически выполняется только для самых верхних горизонтов, содержащих пресные воды с  $\gamma = \text{const} = 1$ .

#### МНОГОФАЗНОЕ ТЕЧЕНИЕ

Подземные воды, нефти и газы благодаря ограниченной взаимной растворимости являются, с точки зрения гидромеханики, несмешивающимися жидкостями, поскольку на их разделе возникает поверхностное натяжение \*.

При фильтрации несмешивающихся жидкостей через трещиновато-пористые породы каждая жидкость протекает по своей системе «шнурковых» каналов.

Проницаемость породы для данной жидкости, называемая фазовой проницаемостью, зависит от насыщенности породы этой жидкостью или, точнее говоря, от числа и диаметра непрерывных «шнурковых» каналов. Как известно, между фазовой насыщенностью  $\sigma$  и фазовой проницаемостью существует зависимость типа приводимой на рис. I.2. Вполне понятно, что фильтрация данной жидкости начинается лишь по достижении непрерывности ее вдоль хотя бы од-

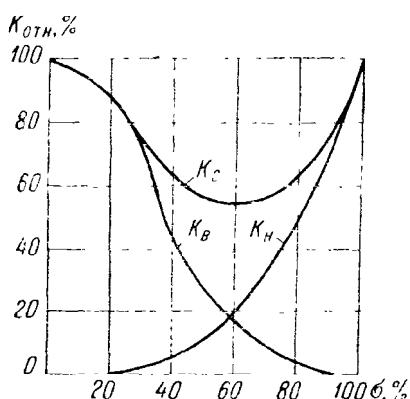


Рис. I.2. Типовая зависимость относительной проницаемости от насыщенности.

$K_{\text{в}}$ ,  $K_{\text{н}}$ ,  $K_{\text{с}}$  — относительная проницаемость для воды, нефти и суммарная.

рис. I.2. Вполне понятно, что фильтрация данной жидкости начинается лишь по достижении непрерывности ее вдоль хотя бы од-

\* С ростом температуры поверхностное натяжение убывает и при температуре около 350–400° С на разделе нефть — вода становится равным нулю и обе жидкости неограниченно смешиваются. Присутствие поверхностно-активных веществ может понизить эту температуру.

ного «шнуркового» канала. Насыщенность, соответствующая этому моменту, называется обычно «мертвой». Весьма важно отметить, что величина  $\sigma$  соответствует статистически однородной насыщенности элемента объема породы. Пренебрежение этим принципиальным положением при рассмотрении либо неустановившейся фильтрации (вытеснения), либо фильтрации в статистически неоднородном по структуре объеме привело некоторых авторов, например Левайна [Levine, 1954], к ошибочному опровержению необходимости достижения «мертвой» насыщенности для начала фильтрации данной жидкости.

Поскольку все особенности многофазной фильтрации вызваны наличием поверхностного натяжения и соответственно капиллярных сил, то величина «мертвой» насыщенности для каждой данной совокупности жидкость — порода — температура будет зависеть от величины силы  $-\nabla p + \bar{\rho}g$ , начиная с ее значений, соизмеримых с капиллярным давлением. Когда  $|\nabla p + \bar{\rho}g|$  больше, чем капиллярные силы для самых тонких пор, «мертвая» насыщенность будет равна нулю. В природе такая ситуация возможна, по-видимому, только для крупнопористых пород, поскольку для тонкопористых требуются весьма большие  $|\nabla p + \bar{\rho}g|$ .

Так как решающую роль в фазовой проницаемости и непрерывности шнурковых каналов играют капиллярные силы, то тензор фазовой проницаемости зависит от структуры порового пространства, причем иначе, чем при однофазной фильтрации. Это в свою очередь означает, что тензоры фазовых проницаемостей  $\bar{K}_i$  для несмешивающихся жидкостей могут не быть пропорциональными друг другу и, более того, отличаться даже положением в пространстве своих осей, а относительная проницаемость есть не скаляр, а матрица

$$[K_{\text{отн}}(\sigma)].$$

Тогда соотношение между тензором абсолютной проницаемости  $\bar{K}_a$  и тензором фазовой проницаемости  $\bar{K}_i$  будет

$$\bar{K}_i = [K_{\text{отн}}] \bar{K}_a.$$

Понятно, что каждой фазе будет соответствовать своя матрица.

Следует заметить, что из изотропности среды по абсолютной проницаемости не вытекает изотропность по фазовой проницаемости. В качестве примера можно привести чисто трещинную среду с двумя ортогональными друг другу системами трещин разного раскрытия. Если  $n$  — густота трещин,  $d$  — их раскрытие, то при  $n_1 d_1^3 = n_2 d_2^3$  эта порода изотропна по абсолютной проницаемости, но анизотропна по фазовой проницаемости в силу неодинаковости раскрытия трещин разных направлений.

На зависимость фазовых проницаемостей от распределения пор по диаметрам указывал Парсэлл [Purcell, 1949]. Парсэлл непосредственно использовал порометрические кривые для расчетов фазовых проницаемостей. Однако такой подход строго справедлив лишь

для системы параллельностенных капилляров. Во всех остальных случаях, когда поровые каналы соединяются между собой и пересекаются, существенную роль играет дисперсия «шнурковых» струй движущихся фаз. Можно ожидать, что она будет тесно связана со степенью разветвленности поровых каналов и дисперсией их диаметров. Следует, кстати, заметить, что порометрическая кривая не может считаться убедительной характеристикой распределения пор по диаметрам, поскольку все поровые каналы являются четковидными и поры большего диаметра могут быть достижимы только через поры меньшего диаметра.

Уравнением движения для каждой  $i$ -й фазы является

$$-\nabla p + \rho_i \bar{g} - \mu_i \bar{K}_i^{-1} \bar{v}_i = \frac{1}{m\sigma_i} \rho_i \frac{d\bar{v}_i}{dt}.$$

В силу различия  $\rho_i$  и тензоров фазовой проницаемости многофазная фильтрация может сопровождаться дифференциацией жидкостей из-за несовпадения направлений и величин их скоростей фильтрации.

## § 1.2. МОЛЕКУЛЯРНЫЙ МАССОПЕРЕНОС

Молекулы газов, жидкостей и растворенных в них веществ находятся в постоянном движении. Если к системе не приложены никакие силы, то через произвольное ее сечение встречные потоки молекул или ионов каждого вида равны между собой. Такое движение молекул обеспечивает лишь постоянное их перемешивание и не дает направленного потока массы. Оно называется самодиффузией.

Приложение сил к системе делает неравнозначными вероятности и длины скачков молекул в различных направлениях. Непостоянство концентрации молекул того или иного вида в разных частях объема также приводит к тому, что в прямом и обратном направлениях движется неодинаковое количество молекул. Поэтому в направлении, обратном градиенту поля, возникает некомпенсированный поток вещества. В этом случае говорят, что происходит диффузия. Если система разделена перегородкой, непроницаемой для одного или нескольких видов молекул и проницаемой для другого (или других), то такая диффузия «с неравными возможностями» называется осмосом, прямым или обратным. Диффузия происходит под действием градиентов концентрации, температуры, давления, электрического, магнитного, гравитационного полей. Влияние электрического и магнитного поля Земли на диффузные процессы в подземных водах, нефтях и газах в настоящее время недостаточно изучено, но, по-видимому, невелико, поскольку эти поля слабы. Гравитационное поле заставляет электронейтральные молекулы или комплексы ионов к распределению, близкому к барометрическому, т. е. пропорциональному величине  $n_0 \exp(-mgz/kT)$  ( $n_0$  — концентрация молекул на некотором начальном уровне с вертикальной координатой  $z = 0$ ,  $m$  — масса молекулы,  $k$  — постоянная Больцмана,  $T$  — абсолютная температура). Нетрудно видеть, что по сравнению с геохимическими неоднородностями состава вод, нефти и газов это разделение пренебрежимо мало. Поэтому мы уделим основное внимание

градиентам концентрации, температуры и давления, считая остальные силы пренебрежимо малыми.

В феноменологической теории массопереноса, являющейся частью термодинамики необратимых (неравновесных) процессов, общий диффузионный поток рассматривается как сумма потоков концентрационной, термо- и бародиффузии. Хаазе [1967], например, приводит для такой диффузии в среде с двумя незаряженными видами молекул уравнение

$$J_i = -\frac{1-\omega_i}{1-c_i} c^* \left( D \operatorname{grad} c_i \mp D_p \frac{\operatorname{grad} p}{p} \pm D_T \frac{\operatorname{grad} T}{T} \right) \quad (i=1, 2), \quad (I.24)$$

где  $J_i$  — диффузионный поток частиц вида  $i$ ;  $\omega_i$  — весовой коэффициент для средних скоростей частиц;  $c_i$  — молярная доля частиц вида  $i$ ;  $c^*$  — общая молярная объемная концентрация;  $D$  — коэффициент концентрационной диффузии;  $D_p$  — коэффициент бародиффузии;  $D_T$  — коэффициент термодиффузии.

В случае, когда  $\operatorname{grad} p = 0$  и  $\operatorname{grad} T = 0$ , происходит чисто концентрационная диффузия, а уравнение (I.24) упрощается к виду

$$J = -D' \operatorname{grad} c_i, \quad (I.25)$$

известному как первый закон Фика.

Теория термодиффузии в настоящее время развита лишь для газов. В соответствии с ней разделение смеси газов под действием  $\nabla T$  и возникновение  $\nabla c$  вызваны кинетическими причинами — соударениями молекул с разными размерами, весами, скоростями. При этом концентрация тяжелых молекул увеличивается в сторону понижения температуры, а легких — в обратном направлении. В условиях обычных природных градиентов температуры ( $3-5^\circ \text{C}$  на  $100 \text{ м}$ ) термодиффузионный эффект пренебрежимо мал.

Бародиффузия в природных условиях представляет интерес применительно к обратному осмосу (ультрафильтрации) и массопереносу вязко-пластичных жидкостей при градиентах напора ниже начальных. При отсутствии градиента напора вероятность возникновения связи одной молекулы с другой одинакова для всех направлений. При наличии градиента напора молекула будет предпочтительнее образовывать связи с молекулами, расположенными от нее в направлении действия давления. Градиент напора будет сдвигать молекулы жидкости при разрыве старых связей и образовании новых на расстояние одного активированного скачка.

Феноменологическая теория массопереноса развита для неконцентрированных растворов и небольших градиентов обобщенных сил — концентрации, температуры и т. д. Молекулярный массоперенос происходит под действием градиента химического потенциала  $\mu$

$$\mu = \psi(p, T) + kT \ln c, \quad (I.26)$$

а в поле тяготения — потенциала  $\lambda$

$$\lambda = \mu + mgz = \psi(p, T) + kT \ln c + mgz, \quad (I.27)$$

где  $\psi$  — химический потенциал растворенного вещества в смеси, который представим как  $\psi = \mu^\circ + f$ . Здесь  $\mu^\circ$  — химический потенциал чистого вещества вне смеси при температуре и давлении смеси;  $f$  «можно приблизенно интерпретировать как потенциальную энергию, приобретаемую молекулой при переходе из занимаемого ею положения в чистом виде в смесь» [Тер Хаар, Вергеланд, 1968];  $m$  — масса молекулы.

При стационарных полях давления и температуры равновесие системы означает для любой точки системы

$$\psi(p, T) + kT \ln c + mgz = \text{const} \quad (I.28)$$

или

$$c = e^{\frac{\psi(p, T) + mgz - \text{const}}{kT}}. \quad (I.29)$$

Таким образом, термо- и бародиффузия будут происходить в неравновесной системе и за счет физико-химических причин.

При пренебрежении кинетическими явлениями и постоянстве температуры распределение концентрации растворенного вещества столбе жидкости будет [Ландау, Лифшиц, 1951]

$$c = c_0 e^{-\frac{gz}{kT} \left( m - \frac{v'}{v} M \right)}, \quad (I.30)$$

где  $v'$  и  $v$  — объемы, приходящиеся на молекулу растворенного вещества и растворителя соответственно;  $m$  и  $M$  — массы молекул растворенного вещества и растворителя,  $c_0$  — концентрация на глубине  $z_0$ . Из этого уравнения нетрудно видеть, что рост концентрации с глубиной будет весьма мал.

Интересен вопрос о диффузии водяного пара в газовой залежи. Остаточная вода при заполнении газом ловушки находится в порах разного размера. Соответственно и водяные мениски имеют разную кривизну. Равновесное давление пара  $p_n$  над вогнутой поверхностью жидкости равно [Радченко, 1965]

$$p_n = p_\infty \exp(-2\sigma \tilde{M}/\rho r K T), \quad (I.31)$$

где  $p_\infty$  — давление пара над плоской поверхностью;  $r$  — радиус кривизны поверхности;  $\tilde{M}$  — средний молекулярный вес жидкости.

Равновесное давление насыщенного пара будет выше в крупных порах и ниже — в тонких, где  $r$  меньше, поэтому будут происходить диффузионный поток водяного пара от более крупных пор к более мелким и соответственно испарение воды в первых и конденсация ее во вторых. Этот процесс может сопровождаться, по мере накопления воды в более тонких порах, последующим ее стеканием вниз и, следовательно, повышением средней газонасыщенности пород в залежи. Кроме того, возможно некоторое повышение минерализации воды в более крупных порах.

Некоторые замечания по поводу диффузной проницаемости пород и диффузии в них. Истинная скорость диффузионного движения по поровым каналам или, точнее говоря, диффузионный поток через

единицу сечения такого канала не зависит от диаметра последнего (нет условия «прилипания» и вязкого сопротивления), но от него зависит поток через единицу площади сечения породы в целом. Коэффициент диффузной проницаемости породы зависит от извилистости каналов. Все это дает основания полагать, что если корреляционная зависимость между коэффициентами фильтрационной и диффузионной проницаемостей существует, то она имеет нелинейный характер.

При оценках масштабов диффузии в природной обстановке следует учитывать возможность ее затухания за счет перекрытия каналов тонких пор сорбционными слоями и за счет продуктов реакций химического преобразования диффундирующих веществ.

## Глава II. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФИЛЬТРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

### § II.1. КОСВЕННЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕЧЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Для всех методов изучения природной фильтрации вне зависимости от их сущности характерна одна принципиальная особенность: все оценки движения подземных вод носят приближенный характер. Абсолютная точность измерений вообще недостижима. Все наши количественные представления о форме и свойствах предметов, о процессах и явлениях в той или иной степени приближены. В геологических науках, в частности в гидрогеологии, приблизительный характер знаний выступает особенно сильно, поскольку ошибки в определении величин параметров нередко могут превосходить их самих. Поэтому, с одной стороны, точность определения величин должна быть основным соображением при разработке или выборе методики исследований. С другой стороны, в свете вопроса о точности особое значение приобретает комплексность применения различных методов, обеспечивающая контроль получаемых результатов.

Методы, применяющиеся для изучения характеристик природной фильтрации, довольно разнообразны. Все существующие и возможные методы следует разделить на прямые и косвенные. В прямых методах измеряются непосредственно параметры самого течения воды — расходы, скорости, давления, плотности. В косвенных методах мы судим о движении воды по каким-либо другим показателям, зависящим от этого движения. Косвенные методы нередко опираются на представления о наиболее общих закономерностях фильтрационных потоков, о формировании химического состава подземных растворов и др.

В косвенных методах для определения движения подземных вод используют различные данные, например наклон водо-нефтяных и газо-водяных контактов (ВНК и ГВК), размеры и форму ореолов растворенного газа в контурных водах нефтяных и газовых залежей, гидрохимическую зональность и др.

**Наклон ВНК или ГВК.** Если вещество залежи и подстилающая залежь вода находятся в механическом равновесии, то поверхность их раздела будет горизонтальной. Горизонтальными же будут и поверхности равных давлений. Следовательно, поверхность ВНК или ГВК есть поверхность равного давления, если вода неподвижна. При движении воды поверхность ВНК или ГВК будет иметь наклон на угол  $\alpha$  (рис. II.1) за счет потери напора. На значение этого явления в практике нефтяной гидрогеологии первыми обратили внимание Рассел [1951], В. А. Савченко [1952] и Хаберт [1953]. Этими авторами были получены зависимости вида

$$h_y = \frac{\gamma_b}{\gamma_b - \gamma_y} \Delta h \quad (II.1)$$

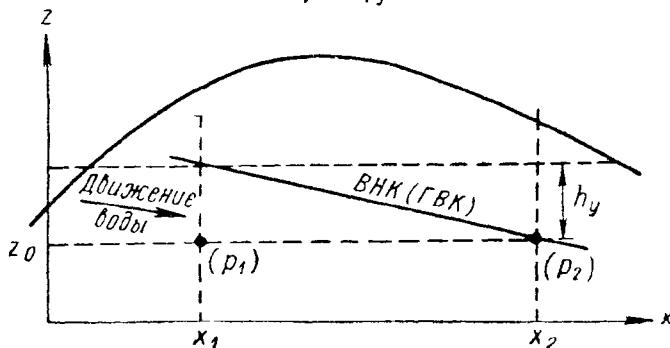


Рис. II.1. Схема к формулам (II.1)–(II.2).

или

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\gamma_b}{\gamma_b - \gamma_y} \frac{dh}{dx}, \quad (II.2)$$

где  $h_y$  — смещение контакта залежи по вертикали на расстоянии  $\Delta x$ ;  $\alpha$  — угол наклона контакта;  $\Delta h$  — изменение напора  $h$  подошвенных вод на расстоянии  $\Delta x$ .

Формула (II.1) была получена В. П. Савченко [1952] из следующих двух соображений (рис. II.1).

1. Давление во всех точках сечения залежи любой горизонтальной плоскостью постоянно.
2. Для пластовых давлений в движущейся под ВНК (ГВК) воде справедливо равенство

$$p_1 - \gamma_b h_y = p_2 - \gamma_y h_y. \quad (II.3)$$

Второе положение является ошибочным. Равенство (II.3) выполняется только для статических условий. Но в статических условиях  $p_1 = p_2$  и, следовательно,  $\alpha = 0$  и  $h_y = 0$ .

В формуле (II.2), полученной Хабертом [Hubbert, 1953],  $\frac{dh}{dx}$  есть изменение напора вдоль контакта, приходящееся на единицу длины горизонтальной оси  $x$ , т. е.  $\frac{dh}{dx} = \frac{dh}{dl} \cos \alpha$ . Благодаря этому (II.2) неинформативно, ибо  $\frac{dh}{dl}$  однозначно опре-

деляется углом  $\alpha$ . Величины составляющих градиента напора  $\frac{\partial h}{\partial x}$  и  $\frac{\partial h}{\partial z}$  и их связь с углом  $\alpha$  с помощью (II.2), естественно, не могут быть определены.

Вопрос о положении ВНК (ГВК) может быть решен следующим образом.

Рассмотрим соотношение движения воды и наклона контакта в вертикальном сечении (рис. II.2). Пусть тензор проницаемости  $\bar{K}$  в координатах  $\zeta$ ,  $\xi$  ( $\zeta$  — перпендикулярно к напластованию,  $\xi$  — параллельно напластованию) есть

$$\begin{pmatrix} K_\xi & 0 \\ 0 & K_\zeta \end{pmatrix}.$$

Тогда в координатах  $x$ ,  $z$  тензор  $\bar{K}$  будет

$$\begin{pmatrix} K_x & K_{xz} \\ K_{zx} & K_z \end{pmatrix}.$$

Скорость фильтрации воды есть

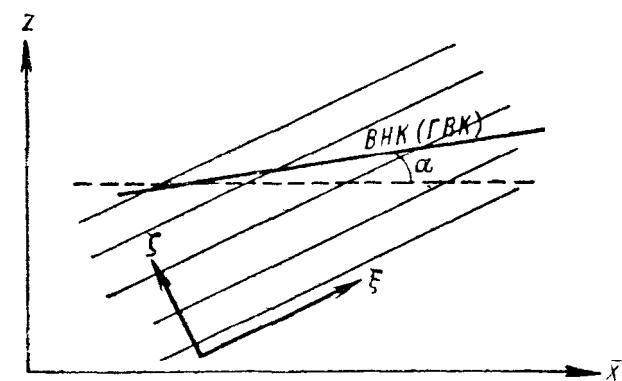


Рис. II.2. Пространственное соотношение ВНК (ГВК) и тензора проницаемости.

$$\bar{v} = \frac{1}{\mu} \bar{K} (-\nabla p + \rho_b \bar{g}),$$

а ее составляющие по осям

$$v_x = -\frac{1}{\mu} \left( K_x \frac{\partial p}{\partial x} + K_{xz} \frac{\partial p}{\partial z} + K_{xz} \gamma_b \right), \quad (II.4)$$

$$v_z = -\frac{1}{\mu} \left( K_{zx} \frac{\partial p}{\partial x} + K_z \frac{\partial p}{\partial z} + K_z \gamma_b \right). \quad (II.5)$$

На поверхности контакта нормальная к контакту составляющая скорости фильтрации равна нулю, а вектор скорости фильтрации параллелен касательной к поверхности ВНК (ГВК). Отсюда для произвольной точки контакта

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{v_z}{v_x} = \frac{K_{zx} \frac{\partial p}{\partial x} + K_z \frac{\partial p}{\partial z} + K_z \gamma_b}{K_x \frac{\partial p}{\partial x} + K_{xz} \frac{\partial p}{\partial z} + K_{xz} \gamma_b}. \quad (II.6)$$

Здесь уже производные давления — односторонние, так как при переходе через линию ВНК (ГВК) они терпят разрыв. Будем полагать, что нам всегда известны  $\gamma_b$  и  $\gamma_y$ , а неизвестными являются либо уравнения линии контакта, либо  $\nabla p$ .

Первая задача является более сложной и требует решения течения в заданной области при заданных граничных условиях. Формулировка «найти линию контакта по заданному  $\nabla p$ » в общем случае

бессмысленна, ибо  $\nabla p$  необходимо задать по линии контакта, а это возможно, лишь если известна сама линия  $l(x, z)$ .

Вторая задача разрешима и в общем случае, если к (II.6) добавить еще одно уравнение, поскольку у нас два неизвестных:  $\frac{\partial p}{\partial x}$  и  $\frac{\partial p}{\partial z}$ . Это уравнение легко получить из условия, что в каждой точке контакта  $\frac{\partial p}{\partial l}$  есть проекция  $\nabla p$  на направление касательной к кривой  $l(x, z)$ . Давление в воде на поверхности ВНК (ГВК) равно (рис. II.3)

$$p = p_0 + \int_{z_0}^z \gamma_y(z) dz \pm p_{\text{кап}}, \quad (\text{II.7})$$

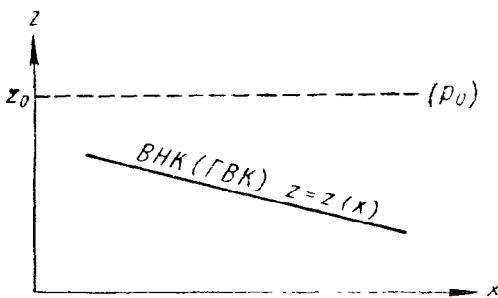


Рис. II.3. Схема к формуле (II.7).

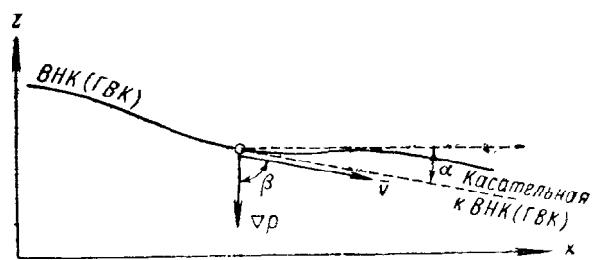


Рис. II.4. Схема к выводу формулы (II.9).

( $-p_{\text{кап}}$ , если порода гидрофильтруемая;  $+p_{\text{кап}}$ , если порода гидрофобна).

$$\frac{\partial p}{\partial l} = \frac{\partial}{\partial l} \int_{z_0}^z \gamma_y(z) dz \mp \frac{\partial p_{\text{кап}}}{\partial l}. \quad (\text{II.8})$$

Если  $\beta$  — угол между направлением  $\nabla p$  и касательной к  $l(x, z)$  (рис. II.4), то

$$|\nabla p| \cos \beta = \frac{\partial p}{\partial l}. \quad (\text{II.9})$$

Величину  $\cos \beta$  можно найти, помня, что вектор скорости параллелен касательной к контакту, т. е.  $\beta$  есть угол между направлением градиента давления  $\nabla p$  и вектором скорости фильтрации  $\bar{v}$ :

$$\cos \beta = \frac{(\nabla p, \bar{v})}{|\nabla p| |\bar{v}|}. \quad (\text{II.10})$$

Преобразуя (II.6) и (II.9), мы получим систему из двух уравнений для нахождения  $\frac{\partial p}{\partial x}$  и  $\frac{\partial p}{\partial z}$ :

$$\left. \begin{aligned} K_{zx} \frac{\partial p}{\partial x} + K_z \frac{\partial p}{\partial z} + K_z \gamma_B &= \frac{\partial z}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial p}{\partial x} + K_{xz} \frac{\partial p}{\partial z} + K_{xz} \gamma_B \right); \\ \frac{\partial p}{\partial x} v_x + \frac{\partial p}{\partial z} v_z &= \frac{\partial}{\partial l} \int_{z_0}^z \gamma_y(z) dz \mp \frac{\partial p_{\text{кап}}}{\partial l}. \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.11})$$

Рассмотрим простейший случай:  $\gamma_b = \text{const}$ ,  $\gamma_y = \text{const}$ ,  $K_{xz} = K_{zx} = 0$ ,  $K_x = K_z = \text{const}$ ,  $p_{\text{кап}} = 0$ , угол между касательной к контакту и горизонтом  $\alpha = \alpha(l)$ . Тогда система (II.11) упрощается в

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial z} + \gamma_b &= \tan \alpha \frac{\partial p}{\partial x}; \\ \left( \frac{\partial p}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial p}{\partial z} \left( \frac{\partial p}{\partial z} + \gamma_b \right) &= -\gamma_y \sin \alpha. \\ \sqrt{\left( \frac{\partial p}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial p}{\partial z} + \gamma_b \right)^2} & \end{aligned} \right\} \quad (\text{II.11a})$$

Если заданы  $\alpha$ ,  $\gamma_b$  и  $|\nabla p + \gamma_b \bar{g}|$ , то  $\frac{\partial p}{\partial x}$  и  $\frac{\partial p}{\partial z}$  могут быть найдены из геометрических соображений (рис. II.4):

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial x} &= -|\nabla p + \gamma_b \bar{g}| \cos \alpha; \\ \frac{\partial p}{\partial z} &= -(\gamma_b - |\nabla p + \gamma_b \bar{g}| \sin \alpha). \end{aligned}$$

Подставляя эти выражения во второе уравнение (II.11a) и преобразуя, получаем формулу зависимости между  $\alpha$ ,  $\gamma_b$ ,  $\gamma_y$  и  $|\nabla p + \gamma_b \bar{g}|$ :

$$\sin \alpha = \frac{A}{\gamma_b - \gamma_y}, \quad (\text{II.12})$$

где через  $A$  обозначена величина  $|\nabla p + \gamma_b \bar{g}|$ .

При принятых нами условиях  $A = |\nabla P| = \left| -\frac{\partial P}{\partial l} \right|$ .

Учитывая, что при изотропной проницаемости  $\frac{\partial P}{\partial l} = \nabla P$  и поэтому  $\frac{\partial P}{\partial l} = \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{1}{\cos \alpha}$ , получаем, подставляя в (II.12),

$$\sin \alpha \cos \alpha = \frac{1}{\gamma_b - \gamma_y} \left| \frac{\partial P}{\partial x} \right|,$$

а так как  $\sin \alpha \cos \alpha = \frac{1}{2} \sin 2\alpha$ , то

$$\sin 2\alpha = \frac{2}{\gamma_b - \gamma_y} \left| \frac{\partial P}{\partial x} \right|, \quad (\text{II.13})$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \arcsin \left[ \frac{2}{\gamma_b - \gamma_y} \left| \frac{\partial P}{\partial x} \right| \right] \quad (\text{II.14})$$

Сравним величины углов  $\alpha$ , рассчитанных по разным формулам. Пусть  $\left| \frac{\partial P}{\partial x} \right| = 10^{-6} \text{ кГ/см}^2 \cdot \text{см}$ , чему соответствует  $\frac{\partial h}{\partial x} = 10^{-3} \text{ м/м}$ ,  $\gamma_b = 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ кг/см}^3$ ,  $\gamma_y = 0,6 \cdot 10^{-3} \text{ кг/см}^3$ ,  $\gamma_y'' = 0,2 \times 10^{-3} \text{ кг/см}^3$ .

Тогда величины  $\alpha$  при  $\gamma'_y$  и  $\gamma''_y$  по формулам (II.14) и (II.2) соответственно будут

Формулы	$\gamma'_y$	$\gamma''_y$
(II.14)		
При $\frac{\partial P}{\partial x}$ равном:		
$10^{-5}$	$1^{\circ} 5'$	$38'$
$10^{-6}$	$7', 6$	$4'$
(II.2)		
При $\frac{\partial P}{\partial x}$ равном:		
$10^{-5}$	$1^{\circ} 16'$	$42'$
$10^{-6}$	$8'$	$5'$

Таким образом, формула (II.2) при данных значениях параметров несколько завышает влияние движения подошвенной воды, причем это завышение растет с увеличением  $-\frac{\partial P}{\partial x}$ .

Из (II.12) и (II.14) можно найти величины  $A$  или  $-\frac{\partial P}{\partial x}$ :

$$A = (\gamma_b - \gamma_y) \sin \alpha, \quad (II.15)$$

$$\left| \frac{\partial P}{\partial x} \right| = \frac{1}{2} \sin 2\alpha (\gamma_b - \gamma_y). \quad (II.16)$$

При численных оценках величин  $\alpha$  или  $\partial P/\partial x$  и  $A$  следует иметь в виду, что при наличии анизотропии породы по проницаемости вектор  $-\nabla P + \rho_b g$  уже не параллелен поверхности контакта. Поэтому формулы (II.11a)–(II.16) могут быть использованы только для изотропных по фильтрационным свойствам пород.

Пусть порода анизотропна по проницаемости и угол наклона слоев к горизонту  $\theta$ . Тогда в координатах  $x, z$  тензор проницаемости будет

$$\bar{K} = \begin{pmatrix} K_\xi \cos^2 \theta + K_\zeta \sin^2 \theta & (K_\xi - K_\zeta) \sin \theta \cos \theta \\ (K_\xi - K_\zeta) \sin \theta \cos \theta & K_\xi \sin^2 \theta + K_\zeta \cos^2 \theta \end{pmatrix}. \quad (II.17)$$

Подставляя компоненты тензора в (II.6) и преобразуя, получаем

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial z} = & \frac{\sin \theta \cos \theta (1 - \Delta) - \operatorname{tg} \alpha (\Delta \cos^2 \theta + \sin^2 \theta)}{\operatorname{tg} \alpha \sin \theta \cos \theta (1 - \Delta) - \Delta \sin^2 \theta - \cos^2 \theta} \frac{\partial p}{\partial x} + \\ & + \frac{\operatorname{tg} \alpha \sin \theta \cos \theta (1 - \Delta) + \Delta \sin^2 \theta + \cos^2 \theta}{\operatorname{tg} \alpha \sin \theta \cos \theta (1 - \Delta) - \Delta \sin^2 \theta - \cos^2 \theta} \gamma_b, \end{aligned} \quad (II.18)$$

где  $\Delta = K_\xi / K_\zeta$ .

Обозначив числитель и знаменатель первой дроби соответственно через  $a$  и  $b$ , а числитель и знаменатель второй — через  $c$  и  $d$ , перепишем (II.18):

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{a}{b} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{c}{b} \gamma_b. \quad (\text{II.19})$$

Пусть  $\gamma_y = \text{const}$ , а капиллярные силы пренебрежимо малы, тогда учитывая, что  $v_x = v \cos \alpha$ ,  $v_z = v \sin \alpha$ , второе равенство (II.11) можно переписать как

$$\frac{\partial p}{\partial x} \cos \alpha + \frac{\partial p}{\partial z} \sin \alpha = -\gamma_y \sin \alpha. \quad (\text{II.20})$$

Решив систему (II.19) — (II.20) как алгебраическую относительно  $\frac{\partial p}{\partial x}$  и  $\frac{\partial p}{\partial z}$ , получим

$$\frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{\gamma_y + c/b \gamma_b}{a/b + \operatorname{ctg} \alpha}; \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\gamma_y + \frac{\gamma_y + c/b \gamma_b}{a/b + \operatorname{ctg} \alpha} \operatorname{ctg} \alpha. \quad (\text{II.21})$$

Теперь оценим влияние анизотропии проницаемости на соотношение между углом  $\alpha$  и составляющими  $\nabla p$ . Результаты расчетов сведены в табл. II.1.

Капиллярные силы могут существенно влиять на положение контакта, если раскрытие пор породы изменчиво по площади.

Как известно, капиллярное давление  $p_{\text{кап}}$  на разделе двух жидкостей равно

$$p_{\text{кап}} = \frac{2\sigma}{R}. \quad (\text{II.22})$$

ТАБЛИЦА II.1  
Величины  $\frac{\partial p}{\partial x}$  и  $\frac{\partial p}{\partial z}$ ,  $\text{ам}/\text{м}$

$\Delta$	Составляющая градиента	Угол наклона слоев к горизонту $\theta$ , град.				
		-45	-15	0	15	45
При $\gamma_b = 1 \text{ г/см}^3$ , $\gamma_r = 0,2 \text{ г/см}^3$ , $\alpha = 2^\circ$						
1	$\frac{\partial p}{\partial x}$	0,002797	0,002797	0,002797	0,002797	0,002797
	$\frac{\partial p}{\partial z}$	-0,100098	-0,100098	-0,100098	-0,100098	-0,100098
$10^2$	$\frac{\partial p}{\partial x}$	0,00315677	0,00288924	0,00279681	0,00270785	0,0024831
	$\frac{\partial p}{\partial z}$	-0,1104048	-0,1027432	-0,100098	-0,0975484	-0,0911126
$10^4$	$\frac{\partial p}{\partial x}$	0,0031645	0,0028902	0,0027968	0,00270691	0,00247726
	$\frac{\partial p}{\partial z}$	-0,110626	-0,102772	-0,100098	-0,0975216	-0,0909446
При $\gamma_b = 1 \text{ г/см}^3$ , $\gamma_r = 0,8 \text{ г/см}^3$ , $\alpha = 2^\circ$						
1	$\frac{\partial p}{\partial x}$	0,0006992	0,0006992	0,0006992	0,0006992	0,0006992
	$\frac{\partial p}{\partial z}$	-0,1000244	-0,1000244	-0,1000244	-0,1000244	-0,1000244
$10^2$	$\frac{\partial p}{\partial x}$	0,00098186	0,0007176	0,0006992	0,0006293	0,0004582
	$\frac{\partial p}{\partial z}$	-0,108119	-0,102102	-0,1000244	-0,098022	-0,092968
$10^4$	$\frac{\partial p}{\partial x}$	0,00098794	0,00077255	0,0006992	0,00062857	0,000448217
	$\frac{\partial p}{\partial z}$	-0,108293	-0,102124	-0,1000244	-0,098000	-0,0928362

В неравномернозернистой или неравномернотрещиноватой, т. е. в любой реальной породе диаметры поровых каналов или раскрытия трещин варьируют в пределах некоторого диапазона от  $2R_{\min}$  до  $2R_{\max}$ . Соответственно и величины капиллярных давлений в разных поровых каналах или трещинах колеблются в пределах от  $p_{\text{кап min}}$  до  $p_{\text{кап max}}$ , а значит, вода в разных капиллярах поднимается на разную высоту и поверхность раздела вода — нефть (газ) в каждом капилляре устанавливается на своем уровне. Таким образом, возникает известная из практики разведки и разработки нефтяных и газовых залежей переходная зона. Если величины  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  постоянны для всей площади ВНК (ГВК), то мощность переходной зоны, равная (или, точнее, не меньшая, чем)

$$H_{\text{п. з}} = \frac{p_{\text{кап max}} - p_{\text{кап min}}}{\gamma_{\text{в}}} = \frac{2\sigma}{\gamma_{\text{в}}} \left( \frac{1}{R_{\min}} - \frac{1}{R_{\max}} \right), \quad (\text{II.23})$$

будет также везде одинакова. Если вода неподвижна, то поверхность ВНК (ГВК), за которую можно принять любую поверхность равного насыщения породы водой или нефтью (газом), будет горизонтальна. Но обычно в силу фациально-литологической изменчивости величины  $R_{\max}$  и  $R_{\min}$  и само распределение пор по диаметрам меняются по площади контакта. Поэтому и поверхность ВНК (ГВК) уже не будет ни горизонтальной, ни, вообще говоря, плоскостью. Отклонения поверхности контакта от горизонтального положения, вызванные вариациями величин капиллярных сил, и отклонения за счет движения воды близки по величине. Поэтому для достоверной оценки движения подземных вод — его направления и скорости — необходимо знать распределение пор по диаметрам на площади ВНК (ГВК). В этом случае можно исключить влияние капиллярных сил на смещение ВНК (ГВК). При отсутствии таких данных оценки направления и скорости потока подземных вод по углу наклона ВНК (ГВК) нельзя считать достоверными.

Следует помнить также, что положение ВНК (ГВК) может быть унаследованным и изменяться вместе с перемещением пород при тектонических движениях. Такая фиксация контакта относительно вмещающих пород возможна при запечатывании залежи за счет вторичного минералообразования и наличия асфальтово-смолистых веществ в нефти, придающих ей вязко-пластичный характер. Запечатывающую роль «битумной подушки» отмечают Г. Г. Бабалян с соавторами [1970]. Не исключено при этом и влияние твердой пленки из высокомолекулярных углеводородов, на возможность образования которой на разделе вода — нефть указывается в ряде работ [Gaulier, Pascierszky, 1966; Kimbler и др., 1966].

**Форма и размеры ореолов растворенного газа.** Диффундируя из залежи в закончурные воды, газ образует ореол вокруг залежи. Допустим, что порода коллектора однородна и изотропна (в плоскости напластования) по диффузной проницаемости и вода неподвижна. В этом случае диффузия газа будет происходить с одинаковой скоростью в любом месте контура залежи, а изолинии равных

газонасыщенностей воды будут практически повторять конфигурацию контура залежи. Если же вода движется, то ореол смещается по направлению течения (рис. II.5). Это явление известно под на-званием лобового и тылового эффектов. Для определения скорости встречного потока воды в случае стационарного распределения кон-центраций П. Л. Антоновым (1963) была получена приближенная формула

$$v = \frac{D}{x_2 - x_1} \ln \frac{c_1}{c_2}, \quad (II.24)$$

где  $x_1$  и  $x_2$  — удаление от контура залежи точек с концентрациями соответственно  $c_1$  и  $c_2$ .

Как правило, даже при наличии лобового и тылового эффектов форма ореола близка к изометрической, т. е. влияние водного потока весьма невелико. Это дает возможность оценить порядок величины коэффициента диффузии газа в водонасыщенной породе. Расстояние  $l$ , на которое распространится фронт диффузии за время  $t$ , приближенно определяют по формуле

$$l = \sqrt{2Dt}. \quad (II.25)$$

Зная  $l$  и  $t$ , можно определить  $D$ . Величина  $l$  — это размер ореола, а  $t$ , по сути дела, время существования залежи. Для залежей в мезозойских и кайнозойских отложениях ряда районов  $l \approx 3 \div 10$  км,  $t \approx 10 \div 100$  млн. лет. Отсюда величина  $D$  оказывается равной  $10^{-5} \div 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{сек}$ . Эти величины существенно большие по сравнению с используемыми в настоящее время. Кроме того, они могут быть занижены вследствие химических преобразований (на-пример, окисления) газа в ореоле.

Изменение формы ореола может быть связано и с различиями диффузной проницаемости коллектора в разных частях законтурной области. Косвенно о постоянстве или изменчивости диффузной проницаемости можно судить по постоянству или изменчивости распределения пор по диаметрам.

**Гидрохимическая зональность.** В тех случаях, когда мы можем установить природу происхождения тех или иных пространственных изменений химического состава подземных вод, мы можем определить и смещение вод того или иного состава. Если мы знаем, в тече-ние какого времени происходило перемещение вод данного состава или минерализации до того места, где они находятся в настоящее время, то можем определить и приближенную среднюю скорость этого перемещения. Естественно, что такие оценки возможны лишь в тех случаях, когда разница в составе или минерализации доста-точно велика. Например, воды, приуроченные к вулканогенно-оса-дочным породам, имеют специфический состав. Смещение таких вод

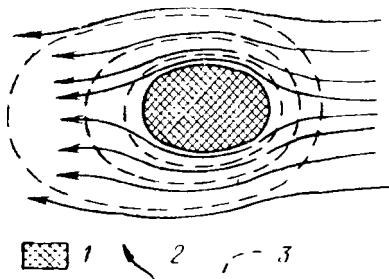


Рис. II.5. Схема смещения газового ореола.

1 — залежь нефти (газа); 2 — линии тока воды; 3 — линии равной концентрации газа в законтурных водах.

от поля распространения эфузивов в относительно химически инертные породы позволяет, если может быть реконструировано время смещения, определить усредненную скорость движения воды.

В прибортовых частях бассейнов обычно фиксируются зоны опреснения, примыкающие непосредственно к выходам водоносных горизонтов на поверхность и вызванные проникновением в более глубокие части этих горизонтов молодых инфильтрационных вод. Если установлена продолжительность этого проникновения, то можно приблизенно оценить скорость продвижения фронта маломинерализованных вод [Щепак, 1965; Гуревич, 1969б].

Подобные оценки носят весьма приблизительный характер, что связано с трудностями точно диагносцировать генезис вод того или иного химического облика и установить время их движения.

К косвенным методам следует отнести и методы водного баланса. Смысл водного баланса может быть сформулирован следующим образом: разность между притоком и оттоком воды через замкнутую поверхность равна изменению содержания воды внутри объема, ограниченного этой поверхностью. Нетрудно заметить, что это — формулировка материального баланса вообще, широко применяемого в физике, например в гидродинамике. Частным случаем его является уравнение неразрывности. Уравнение материального баланса может быть записано в виде

$$\oint_S \bar{q} dS = \frac{\partial M}{\partial t}, \quad (II.26)$$

где  $\bar{q}$  — вектор массовой скорости,  $M$  — масса воды в объеме пространства, ограниченном замкнутой поверхностью  $S$ .

В применении к движению подземных вод водный баланс представляется весьма грубым методом. Обычно по сравнению с поверхностным стоком и испарением подземный сток имеет весьма малую величину. Поэтому суммарная ошибка при определении величин поверхностного стока и испарения, составляющая, как правило, около 5%, может быть больше величины подземного стока.\*

К косвенным методам могут быть также отнесены реконструкции фильтрационных потоков по геологическим данным, например, о тектонических перестройках региона, гравитационном и литогенетическом уплотнении пород и т. д. Подобные реконструкции немыслимы без применения методов моделирования, которым посвящен § II.3.

В прямых методах изучаются непосредственно параметры течения, распределение давлений, скорость и расход потока подземных вод.

1. Оценка течения подземных вод по дебиту источников. Излив воды на поверхность в виде источников является одним из видов разгрузки подземных вод. Зная суммарный дебит источников, мы

\* Например, поверхностный и подземный стоки в Каспийское море оцениваются (К. К. Гуль, 1956) соответственно как 339,5 и 5,5  $\text{км}^3/\text{год}$ . Поскольку  $339,5 \times 0,05 = 17 > 5,5$ , то понятно, что балансовая оценка подземного стока весьма ненадежна.

можем судить о расходе подземного потока, который будет заведомо больше дебита источников. Однако далеко не всегда можно с достаточной точностью относить источники к определенному водоносному горизонту; они могут быть результатом дренажа одновременно нескольких горизонтов. Кроме того, никогда нельзя (без данных детальных исследований) достоверно знать, какую часть подземного потока перехватывают источники. Таким образом, даже самые полные данные о дебите источников позволяют получить лишь очень грубое представление о скорости подземных вод.

2. Определение течения подземных вод с помощью индикаторов (изотопов, красителей) и индукционными геофизическими методами достаточно широко применяется для изучения грунтовых вод, но эти методы практически неприменимы для выявления весьма медленного течения глубокозалегающих подземных вод.

3. Наиболее точными по сравнению с другими являются методы определения течения по замерам давления и удельного веса подземных вод, к числу которых относится метод приведенных давлений. Рассмотрению этих методов, наиболее важных в гидрогеологической практике, посвящен следующий параграф.

## § II.2. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕЧЕНИЯ ПО ДАННЫМ О ДАВЛЕНИИ И УДЕЛЬНОМ ВЕСЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

### АНАЛИЗ ПРИМЕНЯЮЩИХСЯ МЕТОДИК

Определение направлений и скоростей движения подземных вод является одной из основных задач гидрогеологии. Важность решения этой задачи для теории и практики поисков полезных ископаемых, включая саму воду, предопределила и неослабный интерес к поискам удовлетворительных методов определения параметров фильтрационных потоков. Поэтому из гидравлики в динамику пресных вод было внесено понятие напора, величина которого определяется как

$$H = \frac{p}{\gamma} + z, \quad (II.27)$$

где  $p$  — пластовое давление в данной точке;  $\gamma$  — удельный вес воды ( $\gamma = \text{const}$ );  $z$  — расстояние от данной точки до плоскости сравнения.

По мере развития нефтепоискового дела, исследований в засушливых районах и в связи с увеличением глубины скважин объектом изучения стали воды неоднородной плотности. В прежнем виде формула для напора стала непригодной, и А. И. Силиним-Бекчурином [1941] она была видоизменена и было введено понятие приведенного давления, определяемого по формуле

$$P = p + \int_{z_0}^z \gamma(z) dz. \quad (II.28)$$

Для частного случая, когда удельный вес меняется с глубиной линейно, т. е. по закону  $\gamma = a + bH$  ( $a$  и  $b$  — числовые параметры,  $H$  — глубина), А. И. Силин-Бекчурин записал явное выражение для интеграла

$$P = p + \frac{\gamma_1 + \gamma_0}{2} z. \quad (\text{II.29})$$

Формула (II.29) впоследствии получила название формулы А. И. Силина-Бекчурина.

Дальнейшие исследования, проводившиеся на фоне неуклонного роста фактического материала, показали, что результаты расчета напоров по формуле (II.29) неоднозначны и нередко даже противоречивы. Естественно, это вызвало многочисленные попытки улучшения методики приведения, которые были предприняты в двух направлениях. Одно из них — поиски такой формы зависимости  $\gamma = \gamma(z)$ , которая наиболее близко отражала бы фактическое распределение удельного веса воды по глубине, другое — более тщательное определение пластового удельного веса воды. Некоторые исследователи предлагали совсем отказаться от приведения давлений, т. е. от учета неоднородности, непостоянства удельного веса воды по глубине. При этом все исследователи верили в возможность улучшения, уточнения методики расчета напоров.

Обратимся сначала к анализу взглядов на методику приведения уровней (давлений). Для краткости опустим работы, в которых рассматриваются вопросы определения пластового удельного веса воды, и работы с заведомо неверным призывом пренебречь приведением уровней и рассмотрим лишь работы, касающиеся непосредственно методики приведения, точнее говоря, видоизменения формулы (II.28). А. И. Силин-Бекчурин [1941, 1947, 1949] указывал, что эта формула верна только при постоянстве плотности воды в горизонтальной плоскости, выбор же плоскости сравнения при этом произволен. В тех случаях, когда плотность непостоянна в горизонтальной плоскости, он предлагал непосредственно определять величину вектора  $\vec{v}$ . В это время в гидрогеологии еще не было достаточно распространено понятие силового потенциала, и А. И. Силин-Бекчурин [1949] рассматривает потенциал скорости

$$\Phi_1 = - K_0 \frac{\gamma(z)}{\mu(z)} \left( p + \int \gamma(z) dz \right) \quad (\text{II.30})$$

и выясняет, является ли она потенциалом. Здесь  $K_0$  — коэффициент проницаемости, связанный с коэффициентом фильтрации  $k$  известным соотношением

$$k = K_0 \frac{\gamma}{\mu}, \quad (\text{II.31})$$

где  $\mu$  — вязкость жидкости. Если принять  $K_0 = \text{const}$  по всему рассматриваемому объему (что, конечно, маловероятно), то для потенциальности скорости  $\gamma$  и  $\mu$  должны изменяться равномерно. Под равномерностью понималось  $\frac{\gamma(z)}{\mu(z)} = \text{const}$  при любых  $z$  и указы-

валось, что если «объемный вес и вязкость подземных вод увеличиваются с глубиной, но остаются постоянными в горизонтальном направлении, разница числовых значений  $P$  будет указывать на наличие движения в горизонтальном направлении», т. е.  $P$  будет потенциалом. Как видно теперь, условие на вязкость является излишним для существования силового потенциала, каким является  $P$ .

Дальнейшие исследования в области расчета и применения приведенных давлений (или уровней) не внесли ничего нового, если не считать конкретных выражений для  $\gamma = \gamma(z)$ . Более того, наметился даже сдвиг назад; появилось мнение об обязательности выбора плоскости сравнения только ниже сравниваемых точек, а положение А. И. Силина-Бекчурина о неравномерности  $\gamma(z)$  и  $\mu(z)$ , которое означало непостоянство отношения  $\gamma(z) : \mu(z)$  по вертикали, в ссылках других исследователей стало трактоваться как неравномерность изменения удельного веса по глубине, что не имеет никакого значения [это видно из (II.28)] и никакого отношения к работам А. И. Силина-Бекчурина. Кроме того, никто из исследователей последующего периода, кроме Е. Е. Керкиса [1952], не обратил внимания на условие  $\frac{\partial \gamma}{\partial x} = \frac{\partial \gamma}{\partial y} = 0$ , хотя со времени выхода работ А. И. Силина-Бекчурина накопился огромный фактический материал, свидетельствующий о весьма существенных изменениях удельного веса воды в горизонтальной плоскости в большинстве районов.

Е. Е. Керкис [1952], рассматривая некоторые вопросы равновесия и фильтрации подземных вод с переменным удельным весом, показал, в частности, что потенциал скорости существует только при условии постоянства удельного веса по горизонтали. Поскольку он полагал  $k = \text{const}$ , то существование потенциала скорости равносильно существованию силового потенциала.

В. В. Ягодин [1957] указал, что вычисление среднего удельного веса как среднего арифметического весьма неточно. Он предложил для девонских пластов Татарии и Башкирии в интервале глубин 1400—2000 м зависимость удельного веса воды от глубины в виде

$$\gamma = \left( \frac{H}{a} \right)^{\frac{1}{n}}, \quad (\text{II.32})$$

где  $H$  — глубина,  $a$  и  $n$  — числовые параметры.

А. Шейдеггер [1960] указал, что использование интегральной формы закона Дарси, т. е. потенциала в виде (II.28), возможно лишь в случае, когда интеграл однозначен.

И. К. Зерчанинов [1960] первым в печати обратил серьезное внимание на колебания удельного веса подземных вод в горизонтальной плоскости. Комментируя формулу А. И. Силина-Бекчурина, он пишет: «Как видно из уравнения, в расчетах приведенных напоров принимаются условности: 1) произвольный выбор отметки плоскости сравнения; 2) гипотетическое допущение постоянства удельного веса пластовых вод на одной и той же глубине (на плоскости сравнения) в пределах значительных районов.

Произвольный выбор плоскости сравнения предполагает получение сопоставимых результатов независимо от выбора отметки плоскости сравнения. Анализ различных вариантов расчетов показывает, что это предположение является ошибочным. С изменением отметки плоскости сравнения изменяются относительные величины приведенных напоров» [Зерчанинов, 1960].

Эти обвинения в адрес формулы (II.29) необоснованы. Формула получена только для  $\frac{\partial \gamma}{\partial x} = \frac{\partial \gamma}{\partial y} = 0$  и линейного изменения  $\gamma$  с глубиной. Первое условие, которое является условием потенциальности, означает сразу и произвольность выбора плоскости сравнения. Расхождение же величин напоров при разных плоскостях сравнения вызвано главным образом несоблюдением второго условия, т. е. нелинейным законом изменения удельного веса воды с глубиной. Таким образом, дело все в том, что формула (II.29) просто выведена для другого случая и для данной ситуации неприменима, а не неправильна.

И. К. Зерчанинов предложил применять последовательное приведение, полагая, что «преимущество предлагаемого метода заключается в том, что он исключает произвольность в расчетах приведенных напоров». Однако именно расчеты по этой методике впервые показали неоднозначность для реальных условий величины приведенного напора, т. е. потенциала, и ее зависимость от пути интегрирования, т. е. от последовательности скважин при приведении. Первым на эту неоднозначность обратил внимание В. В. Ягодин [1961а], а затем и Е. Ф. Станкевич [1963].

С. С. Бондаренко [1961] предложил «для исключения ошибок, связанных с неравномерным изменением объемного веса подземных вод с глубиной,... расчеты приведенных давлений производить последовательно от одной скважины к другой» и использовать для этого видоизмененную им формулу А. И. Силина-Бекчурина

$$P = p + \frac{z_1}{10} \frac{\gamma_0 + \gamma_1}{2} + \frac{z_2 - z_1}{10} \frac{\gamma_1 + \gamma_2}{2} + \dots + \frac{z_n - z_{n-1}}{10} \frac{\gamma_n + \gamma_{n-1}}{2}.$$

Поскольку удельные веса  $\gamma_i$  выбираются по скважинам, взятым в том или ином порядке, то предложение С. С. Бондаренко практически полностью совпадает с последовательным приведением И. К. Зерчанинова [1960] и, следовательно, обладает теми же недостатками.

В. В. Ягодин [1961б] предложил своеобразный способ приведения напоров. Приняв *a priori*  $\gamma = 1 + kH$ , он ввел понятие «поверхности равновесия», которую вначале определяет так: при отсутствии движения это «проведенная через уровень пресных вод пласта горизонтальная плоскость, которая будет в дальнейшем называться поверхностью равновесия» (рис. II.6). Однако далее под поверхностью равновесия он подразумевает поверхность, для которой выполняется условие (см. рис. II.6)

$$\frac{x_i}{y_i} = \gamma_i. \quad (II.33)$$

В. В. Ягодин совершенно правильно пишет, что эта поверхность будет при движении воды «понижаться в сторону снижения напора вод». Но он не учитывает, что отклонение этой поверхности от горизонтальной будет говорить о движении лишь при строгом выполнении закона  $\gamma = 1 + kH$ , а если  $\gamma$  меняется по другому закону, то форма этой поверхности может быть не связанный с движением воды. Возьмем, например, случай покоя и переменного  $k$ . В работе В. В. Ягодина приведено выражение для определения  $y$

$$y = h \frac{\gamma - 1}{\gamma + 1}, \quad (II.34)$$

где  $h = p/\gamma$ .

Если  $\gamma = 1 + kH$ , то по условиям построения  $h + y = H$ . Пусть для интервала глубин  $0 \div 1 \text{ км}$  выполнено  $\gamma = 1 + 0,05 H$ ,  $[H] = \text{км}$ ;  $[\gamma] = \text{г/см}^3$ , а для интервала  $1 \div 2 \text{ км}$   $\gamma = 1,05 + 0,1 (H - 1)$ .

Тогда при отсутствии движения пластовое давление на глубине  $2 \text{ км}$  будет  $212,5 \text{ atm}$ , удельный вес —  $1,15 \text{ г/см}^3$  и  $h = 1848 \text{ м}$ . Отрезок  $(h + y)$  с учетом формулы (II.34) будет равен  $h \left(1 + \frac{\gamma - 1}{\gamma + 1}\right) = 1977 \text{ м}$ , а не  $2 \text{ км}$ .

Таким образом, мы получили наклон «поверхности равновесия» при покое подземных вод и отклонении  $\gamma$  от  $\gamma = 1 + 0,05 H$  на  $0,05 \text{ г/см}^3$ . Таким образом, если удельный вес в данной точке больше, чем  $\gamma = 1 + kH$ , то «поверхность равновесия» для этой точки будет ниже горизонтальной плоскости; если удельный вес меньше  $\gamma = 1 + kH$ , то «поверхность равновесия» — выше. Следовательно, «поверхность равновесия» может фактически отражать не движение подземных вод, а распределение отклонения удельных весов подземных вод от принятой для расчета зависимости  $\gamma = 1 + kH$ .

В. В. Ягодин сравнивает полученную им карту «поверхности равновесия» с картой приведенных давлений и приходит к выводу, что они в целом близки. Поэтому он полагает, что методика построения поверхностей равновесия на основе зависимости  $\gamma = 1 + kH$  вполне допустима, несмотря на фактически нелинейный характер изменения удельного веса воды по глубине. Однако одинаковый характер этих карт говорит не о правильности их, а о том, что обе они отражают в значительной мере не движение воды, а распределение удельных весов. Далее мы остановимся на этом подробнее.

В 1963 г. Е. Ф. Станкевич опубликовал обзор работ по приведению уровней. В этой статье он поддерживает критику

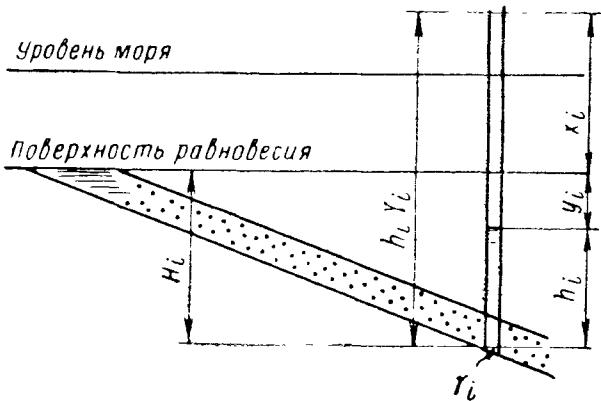


Рис. II.6. Соотношение «поверхности равновесия» и уровней подземных вод (по В. В. Ягодину).

И. К. Зерчаниновым формулы (II.29) (как мы уже видели, неверную) и почему-то считает, что формула (II.28) была получена А. И. Силиным-Бекчурином, «исходя из существовавших в свое время представлений о непрерывном и постепенном увеличении минерализации и удельного веса подземных вод с глубиной. В случае неравномерного изменения удельного веса воды по пласту сравнивать или приводить две точки в гидравлически связанный системе, как это справедливо отмечается и самим А. И. Силиным-Бекчурином, невозможно». Такое толкование неравномерности, как уже указывалось, не соответствует истинному положению дел.

Отмечая неудовлетворительность результатов приведения, Е. Ф. Станкевич совершенно справедливо указывает, например, что сравнение абсолютных отметок уровней воды по тем скважинам, где вода имеет один и тот же удельный вес, «еще не дает права говорить о наличии гидравлического уклона пьезометрической поверхности между ними» и иллюстрирует это наглядным примером. Предложенные Е. Ф. Станкевичем взамен приведения уровней неравенства фактически сами являются вариантом такого приведения, только более грубым. Правда, он учитывает низкую точность таких оценок и указывает, что «оценку возможности движения и перетока подземной воды различного удельного веса по пласту и между пластами по предлагаемому неравенству не рекомендуется проводить в случае близких абсолютных отметок точек сравнения и при небольших различиях в удельном весе воды».

В 1964 г. была опубликована в русском переводе статья Н. И. Лущинского. В ней автор рассматривает движение воды переменного удельного веса. Однако он непосредственно вводит напор для случая переменного  $\gamma$  в виде (II.27), что неверно, и не уделяет должного внимания строгости математических операций. В частности, он рассматривает интеграл

$$\int_{z_1}^{z_2} \rho dz$$

как интеграл между точками по фиксированной линии, что неверно, и не обращает внимания на его неопределенность при изменениях удельного веса по горизонтали. Все это привело Н. И. Лущинского к неверным результатам. Вывод же автора о применимости его метода к оценке движения вод с удельным весом, меняющимся и по вертикали и в горизонтальной плоскости, следует рассматривать как ошибочный, вызванный нестрогим, произвольным подходом к исходным постулатам и промежуточным математическим операциям.

Г. П. Якобсон и Ю. М. Качалов [1965] предложили находить числовые параметры в аппроксимации  $\gamma = \gamma(z)$  в виде  $H = a\gamma_b$ , предложенном В. В. Ягодиным [1957], с помощью статистической обработки данных. Подробно изложив методику статистической обработки, они указали также на возможный способ вычисления ошибки в определении величины напора при этой методике. На составленной ими карте приведенных давлений для вод нижнекембрий-

ского водоносного комплекса Русской платформы относительные ошибки (по данным авторов) были в некоторых точках около 4,82—5,26% (Порхов, Вязьма, Калуга). Абсолютные ошибки составляли 44—50 м при общем перепаде абсолютных отметок приведенных уровней примерно 150 м в пределах всего изученного района (сечение изолиний напора принято авторами 10 м).

В. М. Шестаков [1967] указывает относительно применения формул вида (II.28): «Методологические осложнения при использовании этих выражений заключаются в том, что входящие в них интегралы в общем случае зависят от пути интегрирования. Следовательно, закономерно сомнение в однозначности потенциала фильтрационного потока жидкости переменной плотности, высказанное, например, А. Шейдеггером». В своей работе В. М. Шестаков рассматривает случай, когда от одной области к другой плотность жидкости меняется скачком и приходит к выводу о том, что вдоль произвольной трубы тока можно использовать потенциалы (приведенные давления). Он замечает, что «можно доказать справедливость этого вывода для общего случая, когда трубка тока включает в себя любое количество областей с различными значениями плотности воды». Действительно, одним из условий выделения трубы тока является «непроницаемость» ее стенок, т. е. равенство нулю нормальной составляющей скорости воды на этих стенках. Благодаря этому приведение вдоль трубы тока является одномерным, и так как зависимость удельного веса от глубины выражена вдоль линии тока однозначной кривой, а не полем точек, то отсюда с необходимостью строго следует потенциальность течения вдоль произвольно взятой трубы тока и применимость приведенных давлений вдоль нее. Рекомендованный В. М. Шестаковым поиск линии тока с помощью последовательного подбора нереален по трем причинам (одновременно или порознь): 1) из-за несравнимости отрезков расстояния, которые можно было бы практически принять за диаметр трубы тока, с расстояниями между скважинами; 2) из-за несовпадения трубок тока с поверхностью напластования (линия тока может пересекать пластины) и 3) из-за непотенциальности течения в области в целом, что приводит к невозможности найти трубку тока по приведенным давлениям при переменном в горизонтальной плоскости удельном весе воды.

В целом можно констатировать, что для ряда районов применение метода приведенных давлений не дает фактической картины направлений и скоростей движения подземных вод, что будет проиллюстрировано ниже. При этом разнобой представлений о динамике одного района порой вызывается использованием линейной зависимости  $\gamma$  от  $z$  при фактической нелинейной.

#### ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ПРИВЕДЕНИХ ДАВЛЕНИЙ

Выше мы выяснили, что, строго говоря, метод приведенных давлений неприменим для природных вод. Однако если рассматривать этот метод как приближенный, то его можно использовать для

тех случаев, когда приближение достаточно близкое. Оценить это приближение, т. е. ошибку, возникающую из-за замены непотенциального течения потенциальным, можно следующим образом.

Рассмотрим выражение для определения приведенного давления. Интеграл в правой части берется вдоль участка некоторой кривой  $\gamma = \gamma(z)$ , лежащего между уровнями  $z_1$  и  $z_0$ . Если эта кривая единственная, т. е. если  $\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{\partial y}{\partial y} = 0$  и  $\gamma = \gamma(z)$ , то интеграл однозначен. Если условие на  $\gamma$  не соблюдено, то интеграл становится неоднозначным.

Будем сравнивать приведенные давления в каких-либо двух точках  $A$  и  $B$ , лежащих соответственно на отметках  $z_1$  и  $z_0$ . Интеграл для точки  $B$  будет равен нулю, поэтому разность приведенных давлений запишется как

$$\Delta P = P_A - P_B = p_A - p_B + \int_{z_0}^{z_1} \gamma(z) dz. \quad (II.35)$$

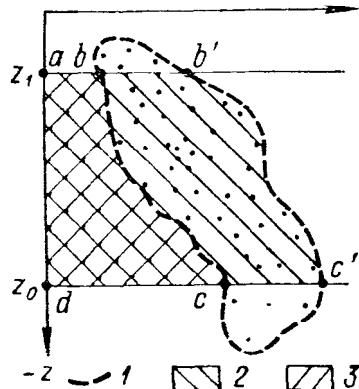


Рис. II.7. Геометрическое представление интеграла в формуле приведения.

1 — граница области распространения точек на графике  $\gamma = \gamma(z)$ ; 2 — максимальная величина интеграла; 3 — минимальная величина интеграла.

Величина  $P_A - P_B$  однозначна, величина же интеграла при удельном весе воды, меняющемся в горизонтальном направлении, будет неоднозначной. За величину этого интеграла можно принять любое его значение  $I$ , лежащее в промежутке между максимальным и минимальным

$$\min \left( \int_{z_0}^{z_1} \gamma(z) dz \right) \leq I \leq \max \left( \int_{z_0}^{z_1} \gamma(z) dz \right). \quad (II.36)$$

Поскольку величина интеграла равна численно площади  $S$  на графике  $\gamma = \gamma(z)$  (рис. II.7), ограниченной осью  $z$ , прямыми  $z = z_0$  и  $z = z_1$  и принятой нами кривой  $\gamma(z)$ , то (II.36) можно переписать геометрически более наглядно так:

$$S_{abcd} \leq I \leq S_{ab'c'd}. \quad (II.36')$$

Диапазон возможных значений  $I$  численно характеризует его неопределенность, которую мы обозначим  $\text{indef } I$ :

$$\begin{aligned} \text{indef } I &= \max \left( \int_{z_0}^{z_1} \gamma(z) dz \right) - \min \left( \int_{z_0}^{z_1} \gamma(z) dz \right) = \\ &= -S_{ab'c'd} + S_{abcd} = S_{bb'c'c}. \end{aligned} \quad (II.37)$$

Но неопределенность величины интеграла есть одновременно и неопределенность приведенного давления в точке  $A$  относительно плоскости сравнения, проведенной через точку  $B$  с  $z = z_0$ :

$$\text{indef } P_{z_1}^{z_0} = \text{indef } I_{z_1}^{z_0} = S_{bb'c'c}. \quad (\text{II.38})$$

Таким образом, мы получаем разницу приведенных давлений в точках  $A$  и  $B$  с неопределенностью, равной  $\text{indef } I_{z_1}^{z_0}$ . Отсюда условие применимости метода приведенных давлений: перепад рассчитанных приведенных давлений между двумя точками должен быть больше неопределенности интеграла

$$\Delta P_{z_1}^{z_0} > \text{indef } I_{z_1}^{z_0}. \quad (\text{II.39})$$

В реальных условиях в соотношение между  $\Delta P$  и  $\text{indef } I$  следует ввести также техническую ошибку расчета  $P$  за счет неточности в определении пластового давления. Если эта ошибка составляет  $\delta P$ , то при определении разности пластовых давлений она может достигнуть  $2 \delta P$ . Поэтому условие (II.39) можно усилить так:

$$\Delta P_{z_1}^{z_0} > \text{indef } I_{z_1}^{z_0} + 2\delta P. \quad (\text{II.40})$$

Выполнение условия (II.40) гарантирует лишь правильное определение направления перепада давления и (при наличии проницаемости) приближенного общего направления движения подземных вод. Величина же градиента приведенного давления или, точнее говоря, составляющей вектора  $(-\nabla p + \rho \bar{g})$  по данному направлению, определяется с ошибкой, равной  $\text{indef } I_{z_1}^{z_0} : l$ , где  $l$  — расстояние между сравниваемыми точками. Таким образом, фактическая величина составляющей  $F_l$  вектора  $\bar{F} = -\nabla p + \rho \bar{g}$  по данному направлению находится в пределах

$$\frac{\Delta P}{l} - \frac{\text{indef } I}{l} \leq F_l \leq \frac{\Delta P}{l} + \frac{\text{indef } I}{l}. \quad (\text{II.41})$$

Нетрудно видеть, что даже при выполнении (II.39) этот диапазон может быть весьма большим. Например, при величине  $\text{indef } I$ , близкой к  $\Delta P$ , фактическая величина  $F_l$  находится где-то в диапазоне почти от нуля до  $(\Delta P + \text{indef } I) : l$ . Отсюда видно, что ошибка в определении скорости фильтрации подземных вод при использовании метода приведенных давлений может быть чрезвычайно велика, если  $\frac{\partial y}{\partial x} \neq 0$ ,  $\frac{\partial y}{\partial y} \neq 0$ .

Как мы выяснили, основным условием применимости метода приведенных давлений является выполнение неравенства (II.39). Следовательно, приступая к оценке движения подземных вод в регионе, необходимо оценить величину  $\text{indef } I$ . Наиболее просто сделать это, построив график распределения удельных весов по глубине. Определив на нем площадь, занятую нанесенными точками (см. рис. II.7) между уровнями  $z = z_1$  и  $z = z_2$ , мы узнаем величину  $\text{indef } I$ . Выбор плоскости сравнения  $z = z_0$  произведен при  $\rho = \rho(z)$ , однако

из соображений удобства проще брать плоскость, проходящую либо непосредственно через самую нижнюю точку, либо вблизи от нее. Чтобы выбрать плоскости  $z = z_1$  и  $z = z_2$ , необходимо вычислить приведенные давления для всех точек и выбрать точки с наибольшим и наименьшим значениями приведенного давления. При этом, если район изучен слабо и график распределения удельных весов по глубине еще беден точками, то приведенные давления следует определять по формуле А. И. Силина-Бекчурина. Выбор какой-то усредненной кривой  $\gamma(z)$  и расчет по более сложным формулам в этом случае нерациональны, ибо усреднение будет малодостоверным из-за недостатка материала.

Если район изучен хорошо и точек на графике достаточно много, то лучше определить некоторую усредненную зависимость  $\gamma(z)$  (например, статистической обработкой данных [Якобсон, Качалов, 1965]) и считать уже по более сложным формулам, например по формуле В. В. Ягодина [1957].

В то же время следует иметь в виду, что применение более сложных формул при близком к прямолинейному графику усредненной зависимости  $\gamma = \gamma(z)$  не дает существенного увеличения точности благодаря тому, что при этом используются не фактические удельные веса, а снятые с усредненной кривой. В этих случаях также можно использовать среднеарифметический подход (формулу А. И. Силина-Бекчурина), подбирая плоскость сравнения так, чтобы  $\text{indef } I$  была наименьшей.

Если расчетные данные удовлетворяют условиям (II.39) или (II.40), то может быть построена карта приведенных давлений. При этом сечение проводимых на карте изолиний должно быть меньше, соответственно, чем  $\text{indef } I$ , для точек с максимальным и минимальным приведенными давлениями. При построении изолиний также непцелесообразно сравнивать пары точек, для которых нарушается (II.39).

Если  $\text{indef } I$  существенно меньше, чем  $\Delta P$ , то карту можно дополнить данными о вертикальной составляющей градиента  $P$ , которая может быть рассчитана по формуле

$$\begin{aligned} \frac{\partial P}{\partial z} = & \{ (P_0 - P_1)(x_0 - x_2)(y_0 - y_3) - (x_0 - x_3)(y_0 - y_2) \} + \\ & + (P_0 - P_2)[(x_0 - x_3)(y_0 - y_1) - (x_0 - x_1)(y_0 - y_3)] + \\ & + (P_0 - P_3)[(x_0 - x_1)(y_0 - y_2) - (x_0 - x_2)(y_0 - y_1)] \} : U; \quad (II.42) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} U = & (x_0 - x_1)[(y_0 - y_2)(z_0 - z_3) - (y_0 - y_3)(z_0 - z_2)] + \\ & + (x_0 - x_2)[(y_0 - y_3)(z_0 - z_1) - (y_0 - y_1)(z_0 - z_3)] + \\ & + (x_0 - x_3)[(y_0 - y_1)(z_0 - z_2) - (y_0 - y_2)(z_0 - z_1)], \quad (II.43) \end{aligned}$$

где  $x, y, z$  — координаты точек, для которых рассчитаны приведенные давления  $P$ . Индексы 0, 1, 2, 3 относятся соответственно к точке, для которой рассчитывается  $\frac{\partial P}{\partial z}$ , и трем ближайшим к ней точкам.

Если  $\frac{\partial P}{\partial z} > 0$ , то вертикальная составляющая силы, действующей на частицу воды, а следовательно, и вертикальная составляющая скорости  $v_z$ , направлены вниз; и, наоборот, если  $\frac{\partial P}{\partial z} < 0$ , то  $v_z$  направлена вверх. Соответственно на карте можно ввести знаки + и  $\odot$  для обозначения точек с различным направлением  $v_z$ . Интерес к вертикальной составляющей градиента и скорости не является праздным: гидродинамическая обстановка оказывает существенное влияние на процессы формирования и переформирования залежей нефти, что подтверждается, например, исследованиями К. П. Ивановой [1969] по Волго-Уральской области.

Еще одним методическим приемом, не требующим громоздких вычислений, может быть построение карт давления на «срезе», т. е. на горизонтальной плоскости. В силу того, что в случае, когда все точки лежат в одной горизонтальной плоскости, интеграл от плотности равен нулю, такая карта отражает горизонтальную составляющую фильтрационной силы. Естественно, что этот метод применим лишь при достаточной изученности района.

МЕТОД НЕПОСРЕДСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕКТОРА  $\bar{F} = -\nabla p + \bar{\rho g}$

Если условие (II.39) не выполняется или величина  $\text{indef } I$  близка к  $\Delta P$ , то следует определять непосредственно вектор  $\bar{F} = -\nabla p + \bar{\rho g}$ . При этом полная величина этого вектора и его положение в пространстве могут быть вычислены лишь в случае, когда кроме точки, для которой производится расчет, имеются еще три точки с замерами пластового давления. Зная составляющие вектора  $\bar{F}$  вдоль осей координат, можно определить угол  $\alpha$ , образованный направлением вектора с положительным направлением оси  $z$ . Если направить ось  $x$  на север, а ось  $y$  — на восток, то можно найти и азимутальный угол  $\beta$ , образованный направлением горизонтальной составляющей вектора  $\bar{F}$  с положительным направлением оси  $ox$ . Вычисление составляющих вектора, его полной величины и углов  $\alpha$  и  $\beta$  производится по формулам

$$\begin{aligned} F_x = & -\{(p_0 - p_1)[(y_0 - y_2)(z_0 - z_3) - (y_0 - y_3)(z_0 - z_2)] + \\ & + (p_0 - p_2)[(y_0 - y_3)(z_0 - z_1) - (y_0 - y_1)(z_0 - z_3)] + \\ & + (p_0 - p_3)[(y_0 - y_1)(z_0 - z_2) - (y_0 - y_2)(z_0 - z_1)]\} : U; \quad (II.44) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} F_y = & -\{(p_0 - p_1)[(x_0 - x_3)(z_0 - z_2) - (x_0 - x_2)(z_0 - z_3)] + \\ & + (p_0 - p_2)[(x_0 - x_1)(z_0 - z_3) - (x_0 - x_3)(z_0 - z_1)] + \\ & + (p_0 - p_3)[(x_0 - x_2)(z_0 - z_1) - (x_0 - x_1)(z_0 - z_2)]\} : U; \quad (II.45) \end{aligned}$$

$$F_{xy} = \sqrt{F_x^2 + F_y^2}; \quad (II.46)$$

$$\begin{aligned} F_z = & -\{(p_0 - p_1)[(x_0 - x_2)(y_0 - y_3) - (x_0 - x_3)(y_0 - y_2)] + \\ & + (p_0 - p_2)[(x_0 - x_3)(y_0 - y_1) - (x_0 - x_1)(y_0 - y_3)] + \end{aligned}$$

$$+ (p_0 - p_3) [(x_0 - x_1)(y_0 - y_2) - (x_0 - x_2)(y_0 - y_1)] : U - \gamma_0; \quad (II.47)$$

$$F = \sqrt{F_x^2 + F_y^2 + F_z^2} = \sqrt{F_{xy}^2 + F_z^2}; \quad (II.48)$$

$$\begin{aligned} \alpha &= \arcsin(F_z : F); \\ \beta^0 &= \arctg(|F_x : F_y|), \end{aligned} \quad (II.49)$$

при этом если одновременно

$$\left. \begin{aligned} F_x > 0 \text{ и } F_y > 0, \text{ то } \beta = \beta^0; \\ F_x < 0 \text{ и } F_y > 0, \text{ то } \beta = \beta^0 + 90^\circ; \\ F_x < 0 \text{ и } F_y < 0, \text{ то } \beta = \beta^0 + 180^\circ; \\ F_x > 0 \text{ и } F_y < 0, \text{ то } \beta = \beta^0 + 270^\circ. \end{aligned} \right\} \quad (II.50)$$

В этих формулах  $F_x, F_y, F_z$  — составляющие вектора  $\bar{F}$  вдоль осей  $x, y$  и  $z$ ,  $F_{xy}$  — горизонтальная составляющая,  $p$  — пластовое давление. Остальные обозначения прежние. Величина  $U$  вычисляется по формуле (II.44).

Кроме отсутствия методической ошибки непосредственное определение вектора  $-\nabla p + \rho g$  имеет по сравнению с методом приведенных давлений еще и то преимущество, что не требует для определения горизонтальной составляющей вектора знания величин пластовых удельных весов воды.

Вполне естественно, что при сколько-нибудь существенном числе точек вычисления по этим формулам становятся непомерно громоздкими. Лучше всего эти вычисления проводить с помощью ЭВМ.

**Определение вектора скорости фильтрации.** В общем случае неоднородной анизотропной среды проницаемость есть тензорная величина, а составляющие тензора проницаемости  $\bar{K}$  зависят от координат точки. Поэтому векторное равенство

$$v = \bar{K}(-\nabla p + \bar{\gamma}) = \bar{K}\bar{F}$$

можно переписать в матричной форме. Так как

$$\bar{v} = \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{pmatrix}, \quad \bar{K} = \begin{pmatrix} k_{11}k_{12}k_{13} \\ k_{21}k_{22}k_{23} \\ k_{31}k_{32}k_{33} \end{pmatrix}, \text{ где } k_{ij} = k_{ij}(x, y, z), \quad \bar{F} = \begin{pmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{pmatrix},$$

то

$$\bar{v} = \begin{pmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k_{11}k_{12}k_{13} \\ k_{21}k_{22}k_{23} \\ k_{31}k_{32}k_{33} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{pmatrix}. \quad (II.51)$$

Проектируя (II.51) на координатные оси  $x, y, z$ , получаем

$$\begin{aligned} v_x &= k_{11}F_x + k_{12}F_y + k_{13}F_z; \\ v_y &= k_{21}F_x + k_{22}F_y + k_{23}F_z; \\ v_z &= k_{31}F_x + k_{32}F_y + k_{33}F_z. \end{aligned} \quad (II.52)$$

Если главные оси тензора совпадают с осями координат, то

$$k_{ij} = 0 \text{ при } i \neq j, \\ k_{11} = k_x, k_{22} = k_y, k_{33} = k_z. \quad (\text{II.53})$$

Для пологих пластов можно с достаточной степенью точности приближенно считать, что (II.53) имеет место. Можно также полагать, что  $k_x = k_y = k_1$ , т. е. что проницаемость по напластованию одинакова во всех направлениях.

Тогда

$$K = \begin{pmatrix} k_1 & 0 & 0 \\ 0 & k_1 & 0 \\ 0 & 0 & k_z \end{pmatrix}$$

и

$$\left. \begin{array}{l} v_x = k_1 F_x; \\ v_y = k_1 F_y; \\ v_z = k_z F_z. \end{array} \right\} \quad (\text{II.54})$$

Составляющая скорости по напластованию, т. е. в горизонтальной (или в близкой к горизонтальной) плоскости будет равна

$$v_r = \sqrt{v_x^2 + v_y^2} = k_1 \sqrt{F_x^2 + F_y^2} = k_1 F_{xy}. \quad (\text{II.55})$$

#### о точности методов оценки движения подземных вод по замерам давлений и плотностей

Ошибки в определении параметров течения можно разделить на две независимые группы — на ошибки, неточности, присущие органически применяемой методике, или методические ошибки, и ошибки в измерении непосредственно фиксируемых параметров, или технические ошибки. «Методические» неточности вызываются тремя различными причинами — недостаточной детальностью исходных замеров, грубостью приближения фактического распределения плотностей воды линейным и наличием *indef* *I*.

**Влияние недостаточной детальности.** Эта причина одинаково проявляется как в методе приведенных давлений, так и в методе определения силы фильтрации  $\bar{F} = -\nabla p + \rho \bar{g}$  и непосредственно связана с дискретным характером данных о  $p$  и  $\gamma$ . Проиллюстрируем это следующим образом. Предположим, что приведенное давление изменяется вдоль некоторого направления так, как это показано на рис. II.8. Скважинами же пласт вскрыт лишь в точках 1 и 2.

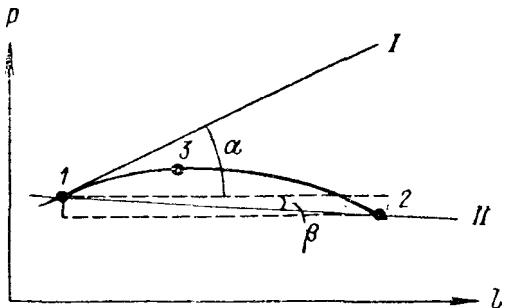


Рис. II.8. Схема влияния расстояний между скважинами на точность пьезометрических построений.

Тогда, найдя приведенные давления в этих точках, мы будем полагать, что движение идет от точки 1 к точке 2, в то время как фактически вода течет в обе стороны от точки 3.

Аналогично для метода определения  $-\nabla p + \rho g$ . Пусть пластовое давление меняется вдоль некоторого направления, как на рис. II. 8, а нам оно известно лишь в точках 1 и 2. Определив  $\frac{\partial p}{\partial x}$  в точке 1 с помощью разностного отношения, т. е. как  $(p_1 - p_2)/(x_1 - x_2)$ , мы получим  $\frac{\partial p}{\partial x} = \operatorname{tg} \beta < 0$ , а фактически  $\frac{\partial p}{\partial x} = \operatorname{tg} \alpha > 0$ . Понятно, что подобные расхождения характерны в основном для малоизученных районов.

Влияние приближения зависимости  $\gamma = \gamma(h)$  линейным законом. Этот вид ошибок присущ лишь методу приведенных давлений.

Если удельный вес воды изменяется с глубиной по некоторой кривой, то аппроксимация этой зависимости линейным законом непременно приводит к ошибкам в величине приведенного давления. При этом смена плоскости сравнения ведет и к изменению рассчитанных величин приведенных давлений. Поэтому принятие разными

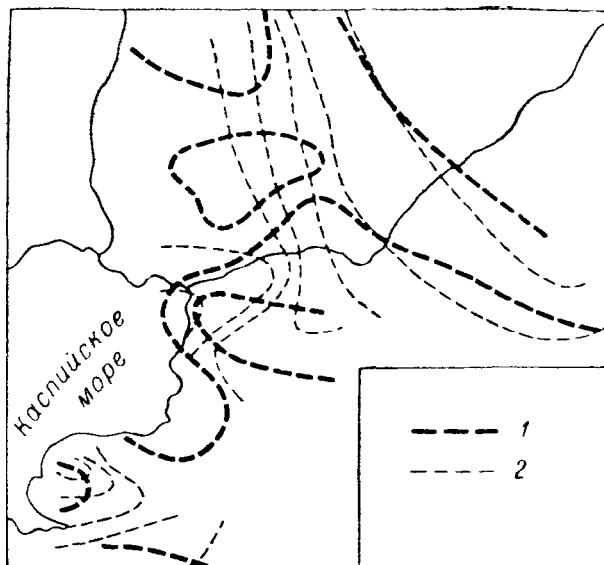
Рис. II.9. Сопоставление пьезометрических поверхностей с разными плоскостями сравнения. (Верхнеальбский водоносный горизонт Прикаспия, по В. П. Якуцени).

Изолинии приведенных напоров при отметках плоскости сравнения  $-3000 \text{ м}$  (1) и  $-1000 \text{ м}$  (2).

исследователями разных плоскостей сравнения является одной из причин разнобоя пьезометрических карт, составленных разными авторами по одной и той же методике для одного и того же района. Для примера можно привести пьезометрические карты, составленные В. П. Якуцени [1961] для верхнеальбского водоносного горизонта Прикаспия в качестве иллюстрации роли выбора плоскости сравнения (рис. II.9).

Влияние  $\text{indef } I$  мы рассмотрим на примере данных В. П. Якуцени и Е. В. Пиннекера.

Используя данные В. П. Якуцени [1961] по Прикаспию, построим график распределения удельного веса воды по глубине (рис. II.10). С помощью этого графика определяем величину  $\text{indef } I$ . Для точек верхнеальбского водоносного горизонта на абсолютных отметках  $-500 \text{ м}$  относительно плоскости сравнения  $-3000 \text{ м}$   $\text{indef } I = 300 \text{ м}$ . Перепад же рассчитанных при этой плоскости сравнения приведенных давлений составляет для всей территории района немногим



более 200 м. Ясно, что использование приведенных давлений в этом случае лишено смысла. При плоскости сравнения — 1000 м  $\text{indef } I \approx \approx 100 \text{ м}$ , а перепад приведенных давлений более 150 м. В этом случае карта приведенных давлений уже более правильно отражает общее направление движения регионального подземного потока. При плоскости же сравнения — 3000 м карта приведенных уровней отражает не столько движение подземных вод, сколько распределение удельных весов воды. Это хорошо видно на рис. II.11. На этом

графике показана корреляция величин абсолютных отметок приведенных уровней и пластовых удельных весов для точек, находящихся на близких абсолютных отметках (около —900 м).

Данные Е. В. Пиннекера [1966] относятся к Ангаро-Ленскому бассейну.

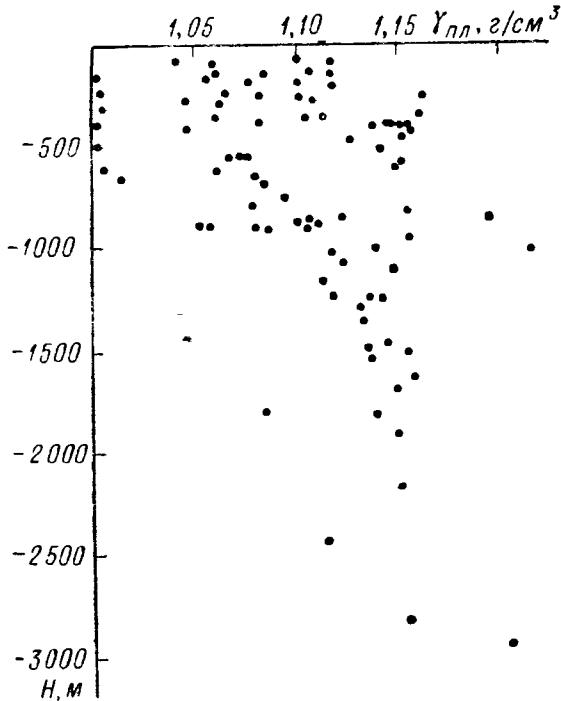


Рис. II.10. График  $\gamma = \gamma(z)$ . Верхнеальбский горизонт Прикасания.

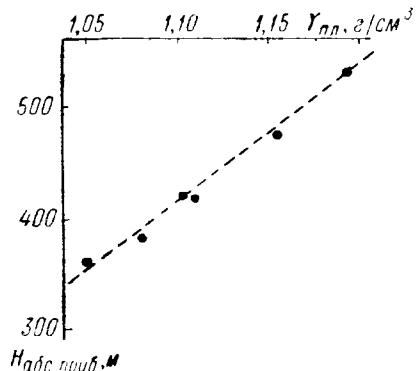


Рис. II.11. Зависимость абсолютных отметок приведенных уровней от удельных весов воды.

Из графика (рис. II.12) находим неопределенность приведенного давления для самых неглубоких точек парфеновского горизонта относительно использованной Е. В. Пиннекером плоскости сравнения — 3000 м. Величина  $\text{indef } I$  здесь составляет 150—160 м. Перепад же отметок приведенных уровней равен 462 м (Тулунская 1 — +1097 м, Тыптинская 1 — +635 м). Таким образом,  $\text{indef } I = 30\% \Delta P$  и использование приведенных давлений для оценки движения подземных вод допустимо. Однако следует иметь в виду, что поскольку величина  $\text{indef } I$  ограничивает точность построений, сечение гидроизопрэз должно быть не меньше, чем величина  $\text{indef } I$ . В данном случае можно взять сечение 200 м. Для уменьшения ошибок построения изолиний следует использовать при интерполяции лишь те пары скважин, для которых перепад приведенного давления существенно больше его неопределенности.

Технические ошибки вносят нередко не меньший «вклад» в искажение результатов. Ошибки в измерении пластового давления

и пластового удельного веса воды одинаково сказываются на окончательных результатах как в методе приведенных давлений, так и в методе силы фильтрации. Суммарные ошибки бывают особенно велики

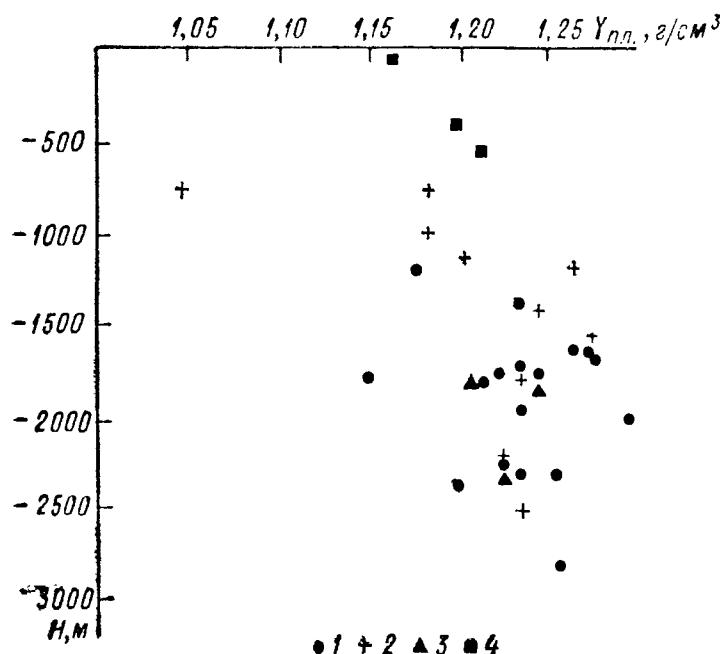


Рис. II.12. График  $\gamma = \gamma(z)$ , Ангаро-Ленский бассейн.

1 — парфеновский горизонт; 2 — осинский горизонт; 3 — боханский горизонт; 4 — балыхтинский горизонт.

при определении пластового давления по статическому уровню, что связано с непостоянством минерализации и удельного веса воды

по стволу скважины. В качестве примера можно привести данные изменения удельного веса воды в скв. 12 месторождения Жетыбай (замеры А. Е. Гуревича и В. Ф. Соловьева). Характерно, что скважина была довольно хорошо прокачана компрессором и тем не менее в стволе скважины после подъема компрессорных труб минерализация и удельный вес воды оказались неоднородными по стволу (рис. II.13).

В целом за счет различных причин ошибка в определении пластового давления для глубоко залегающих горизонтов иногда достигает 2—4 ат. Это очень большая величина и при относительно небольших расстояниях между скважинами (единицы и даже первые десятки километров) такие ошибки могут полностью исказить картину движения вод. Поэтому, вероятно, полностью достоверными следует считать величины пластового давления и удельного веса, если: 1) прослежено установление удельного веса в процессе от-

Рис. II.13. Распределение удельного веса воды по стволу скважины.

тину движения вод. Поэтому, полностью достоверными следует считать величины пластового давления и удельного веса, если: 1) прослежено установление удельного веса в процессе от-

качки; 2) величина удельного веса определена по нескольким параллельным пробам, 3) прослежено восстановление уровня воды в скважине, 4) установлено отбором проб постоянство удельного веса воды по стволу скважины, 5) измерены забойная и устьевая температура и газонасыщенность воды (одновременно с восстановлением уровня и взятием проб на удельный вес), 6) замеренное манометром давление одинаково (в пределах точности манометра) с величиной его, полученной расчетом по положению уровня. Подобные жесткие критерии достоверности не кажутся нам излишними. Недостаточная точность замеров приводит очень часто к тому, что данные на пьезометрических картах сильно варьируют.

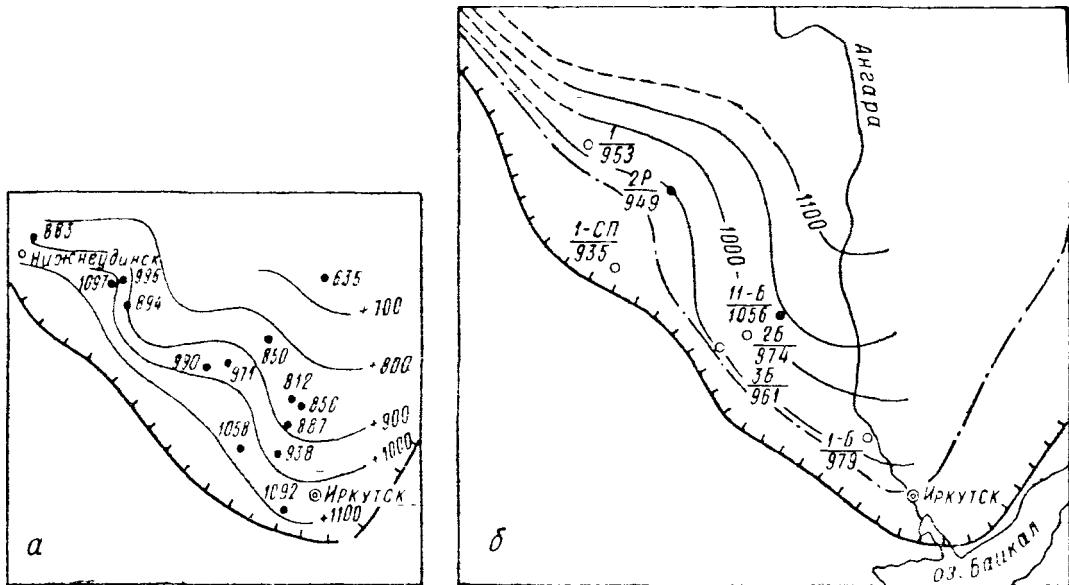


Рис. II.14. Схемы приведенных уровней в парfenовском горизонте Ангаро-Ленского бассейна: а—по Е. В. Пинникеру, б—по Г. Я. Богданову.

Естественно, стремясь использовать имеющийся материал и получить представления о гидродинамике района, исследователь начинает отделять «достоверные» данные от «недостоверных». Однако зачастую необходимые сведения отсутствуют и объективно оценить материал нельзя. Понятно, что в таких случаях критерии оценки весьма субъективны. Не последнюю роль в них играет и гидрогеологическая позиция, на которой стоит исследователь. В результате из общей массы данных каждый исследователь нередко отбирает свои «достоверные» цифры. В этом отборе — еще одна существенная причина разнобоя пьезометрических карт по одному и тому же району.

В ряде случаев для определения направления движения подземных вод в том или ином регионе различными исследователями предлагаются различные, иногда диаметрально противоположные, точки зрения. Возьмем, например, Ангаро-Ленский бассейн. Для вод парfenовского горизонта были выдвинуты две точки зрения. Е. В. Пинникер [1966] на основании построенной им карты

приведенных уровней (рис. II.14, а) приходит к выводу, что современное движение подземных вод в южной части региона происходит с юго-запада на северо-восток, от периферии бассейна к центральным его областям. Г. Я. Богданов [1969] полагает, что воды движутся с северо-востока на юго-запад, от центральных районов бассейна к его периферии, и в качестве доказательства приводит свою схему приведенных уровней (рис. II.14, б). Рассмотрим подробнее построения обоих авторов.

Е. В. Пиннекер использует данные по 18 скважинам, расположенным в треугольнике Нижнеудинск — Жигалово — ст. Байкал. Для каждой точки замера им рассчитан пластовый удельный вес воды с учетом температуры и давления. Приведение уровней осуществлено с выделением промежуточных плоскостей сравнения на абсолютных отметках  $-3000\text{ м}$ ,  $-2500\text{ м}$ ,  $-2000\text{ м}$ ,  $-1500\text{ м}$ . Правомочность использования приведенных уровней для оценки движения вод в пределах изученной территории уже была показана выше. Единственным возражением по отношению к карте Е. В. Пиннекера является неоправданная дробность изолиний напора, направление же падения напоров не вызывает сомнений.

Теперь обратимся к построениям Г. Я. Богданова. Г. Я. Богданов использует данные по 7 скважинам, находящимся на юго-западной периферии региона. Три скважины (Карасайская 1-СП, Тагнинская 2-Б и Хор-Тагнинская 3-Б) не учитывались в расчетах Е. В. Пиннекера. Именно данные по этим скважинам позволяют полагать, что движение вод идет к периферии бассейна. Следовательно, разница построений Е. В. Пиннекера и Г. Я. Богданова в том, что: 1) в первом случае исследована большая по площади территория, чем во втором, 2) в первом случае взяты данные по большему числу скважин, но не отражены данные по трем скважинам, использованные во втором случае.

Первое различие свидетельствует в пользу точки зрения Е. В. Пиннекера. Следовательно, осталось рассмотреть данные по этим трем скважинам. Величина неопределенности приведенного уровня, равная  $150$ — $160\text{ м}$  для этого района, говорит о том, что порядок приведения весьма существенно сказывается на результатах.

Если Е. В. Пиннекером для приведения использовалась последовательность по глубине, то Г. Я. Богданов применяет последовательность в плане от скважины к скважине, что, как уже указывалось, вносит дополнительные ошибки. Нами по данным Г. Я. Богданова пересчитаны приведенные уровни с использованием приведения по глубине (плоскость сравнения  $-2864\text{ м}$ ) (табл. II.2).

Из таблицы видно, что за счет выбора пути приведения Г. Я. Богданов (он сравнивал Карасайскую скважину с Ермаковской) получил приведенный уровень по Карасайской скважине на  $125\text{ м}$  ниже. Поэтому эти данные нельзя считать подтверждающими его схему и предположение о современном течении вод к периферии бассейна для северо-западной половины рассмотренного участка оказалось безосновательным.

ТАБЛИЦА II.2  
Результаты расчета абсолютных отметок приведенного уровня

Скважина	Абс. отметка нижних дыр, м	Уд. вес, $\text{g/cm}^3$	Напор в скв., м	Привед. напор, м	Абс. отметка привед. уровня, м	Абс. отметка привед. уровня, по Г. Я. Богданову, м
Нижнеудинская 1-СП	—2864	1,280	3817	3817	953	953
Ермаковская 2-Р	—2382	1,249	3204	3813	949	949
Тыретская 11-Б	—1699	1,278	2448	3919	1055	1058
Тагнинская 1-Б	—1562	1,245	2187	3831	967	974
Усольская 1-Б	—1430	1,244	2029	3837	973	979
Хор-Тагнинская 3-Б	—1165	1,200	1688	3820	956	961
Карасайская 1-СП	—637	1,03	1204	3925	1061	936

Данные по двум другим скважинам — Тагнинской и Хор-Тагнинской — также вряд ли можно считать бесспорно подтверждающими позицию Г. Я. Богданова. Во-первых, перепады напоров лежат в пределах их неопределенности. Во-вторых, эти уровни могут быть недовосстановленными. Г. Я. Богданов пишет: «Для расчетов выбраны скважины, по которым, по нашему мнению, получены наиболее достоверные данные. Некоторые скважины (Тыгатинская, Атовская 7, Азейская 1-СП, Нукутская I-СП, Осинская 4Р и др.) во внимание не принимались ввиду недостаточной достоверности результатов опробования». Однако эти соображения о достоверности или недостоверности материала в работе никакими данными не подкрепляются. Поэтому, в целом, при сравнении опубликованных данных, без анализа первичного материала, точка зрения Е. В. Пиннекера выглядит методически более убедительно.

Из всего вышесказанного ясно, что без принципиального изменения отношения к точности гидрогеологических исследований, главным образом к опробованию скважин, положение не изменится.

### § II.3. МЕТОДЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИРОДНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ

Весьма важными среди методов изучения природного течения подземных вод представляются методы математического моделирования\*. Моделирование природных фильтрационных течений, как и любой метод изучения природных геологических процессов в целом, носит приближенный характер. Приближенность, неточность в данном случае имеет тот смысл, что невозможно получить точные количественные характеристики хода процесса в каждой

\* Математическое моделирование — изучение свойств процесса или явления путем анализа описывающих их уравнений, т. е. их математической модели.

точке рассматриваемой области. В то же время характеристика процесса в целом может быть получена с достаточной точностью. Моделирование природной фильтрации, в частности, позволяет, например, получить основные направления подземных потоков при тех или иных свойствах области течения и условиях фильтрации, оценить вклад каждого из факторов, определяющих течение, выяснить условия, при которых действие того или иного фактора оказывается определяющим и т. д. С этих позиций математическое моделирование обладает существенными преимуществами по сравнению с приборным.

Задачи моделирования региональных фильтрационных течений могут быть сгруппированы следующим образом.

1. Проверка на моделях гипотез о влиянии отдельных факторов на течение (рельефа местности, уплотнения пород, изменения температуры и т. д.) и выяснение условий, необходимых для того, чтобы влияние этих факторов было существенным или даже определяющим.

2. Установление характеристик течения в конкретных условиях.

Моделировать можно как современные течения, так и фильтрацию в прошедшие геологические эпохи. Для современных течений значения расчетных параметров — строение толщ, фильтрационные свойства пород, факторы, определяющие фильтрацию, — мы получаем непосредственно. Для палеотечений значения параметров устанавливаются по результатам палеореконструкций — тектонических, литолого-фациальных, географических, геоморфологических. Естественно, что в последнем случае точность гидрогеологических построений будет определяться прежде всего точностью этих реконструкций.

Применение моделирования в региональной гидрогеологии не только полезно иrationально, оно — неизбежно. Действительно, теоретическое изучение причин движения подземных вод и относительной роли каждой из них, восстановление течений в прошлом попросту невозможны без количественного анализа, т. е. без моделирования. Для того же, чтобы моделирование приводило к достоверным результатам, необходимо тщательно анализировать физические посылки и допущения, принимаемые при построении математических моделей фильтрационного течения, т. е. при составлении уравнений и их систем.

### ПОСТРОЕНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ТЕЧЕНИЯ

Модель фильтрационного течения сквозь пористую среду описывается на совокупность двух моделей — модели фильтрующей среды в области течения и модели фильтрующейся жидкости в этой среде.

**Модель фильтрующей среды.** Пористость пород слагается из поровой и трещинной пористостей и может быть представлена как их сумма  $m = m_p + m_t$ . Определяя  $m_p$ ,  $m_t$ ,  $\frac{\partial m_p}{\partial t}$ ,  $\frac{\partial m_t}{\partial t}$  как функции координат и времени, мы можем задать величину и скорость изменения пористости пород с тем или иным приближением к фактическим. Аналогично можно задать проницаемость.

Степень приближения ограничена, поскольку она определяется детальностью и точностью наших знаний о фактических пористости и проницаемости моделируемых пород. С другой стороны, существует и предел рациональности приближения (зависящий от поставленной задачи), поскольку увеличение детальности задания этих параметров ведет к резкому усложнению и громоздкости математических построений, часто несоразмерных с увеличением точности конечных результатов. Поэтому при построении модели среды следует обобщать усреднять фактическое распределение параметров. В ряде случаев можно поступать, например, следующим образом.

Каждый осадочный разрез подразделяется по литологическому составу на отдельные толщи. В пределах каждой из этих толщ может быть задан свой закон распределения  $m_n$ ,  $m_t$ ,  $\frac{\partial m_n}{\partial t}$ ,  $\frac{\partial m_t}{\partial t}$  и тензора проницаемости. Если толща представлена переслаиванием пород, например песчаников и глин, то в модели ее можно представить составной средой, каждый единичный объем которой состоит из  $q$  долей глин и  $(1 - q)$  песчаной разности, где  $q$  есть функция координат. Если пористость глин —  $m_1(x, y, z)$ , а песчаников —  $m_2(x, y, z)$ , то пористость составной среды определится как

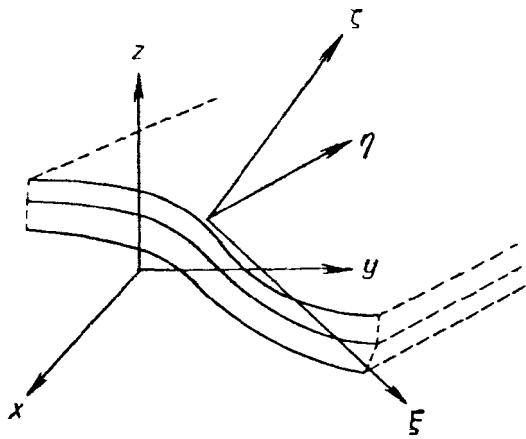


Рис. II.15. Пространственное соотношение систем координат  $x, y, z$  и  $\xi, \eta, \zeta$ .

$$m(x, y, z) = q(x, y, z)m_1(x, y, z) + [1 - q(x, y, z)]m_2(x, y, z). \quad (\text{II.56})$$

Аналогично определится  $\frac{\partial m}{\partial t}$  и несколько сложнее — тензор проницаемости.

Связем с каждой точкой  $(x, y, z)$  свою систему координат  $\xi, \eta, \zeta$  (рис. II.15). Ось  $\xi$  направим по падению пласта, ось  $\eta$  — по простиранию, а ось  $\zeta$  — нормально к напластованию. При таком расположении осей  $\xi, \eta, \zeta$  их можно считать главными осями тензора проницаемости, а сам тензор в этих осях — диагональным. Тогда ненулевые компоненты тензора для составной среды в точке  $(x, y, z)$

$$\bar{K}_{(\xi, \eta, \zeta)} = \begin{pmatrix} k_\xi & 0 & 0 \\ 0 & k_\eta & 0 \\ 0 & 0 & k_\zeta \end{pmatrix} \quad (\text{II.57})$$

могут быть определены по формулам

$$\left. \begin{aligned} k_{\xi} &= qk_{\xi_1} + (1-q)k_{\xi_2}; \\ k_{\eta} &= qk_{\eta_1} + (1-q)k_{\eta_2}; \\ k_{\zeta} &= \frac{k_{\xi_1}k_{\xi_2}}{qk_{\xi_2} + (1-q)k_{\xi_1}}. \end{aligned} \right\} \quad (II.58)$$

Здесь по-прежнему  $q$  — функция координат  $x, y, z$ , а индексы 1 и 2 относятся соответственно к глинистым и песчаным породам. Вообще для составной среды, которую мы представляем слоистой смесью разновидностей пород, формулы будут

$$\left. \begin{aligned} k_{\xi} &= \sum_{i=1}^n q_i k_{\xi_i}; \\ k_{\eta} &= \sum_{i=1}^n q_i k_{\eta_i}; \\ k_{\zeta} &= \frac{1}{\sum_{i=1}^n (q_i/k_{\xi_i})}. \end{aligned} \right\} \quad (II.59)$$

Формулы (II.59) определяют компоненты тензора проницаемости в местной, связанной с точкой, системе координат. Подобная система может быть общей для всей области фильтрации лишь при моноклинальном залегании пластов постоянной мощности. В остальных случаях использование тензора проницаемости в местных координатах неудобно. Тензор проницаемости в общей системе координат  $x, y, z$  может быть найден по формулам

$$\bar{K}_{(x, y, z)} \equiv \begin{pmatrix} k_{xx}k_{xy}k_{xz} \\ k_{yx}k_{yy}k_{yz} \\ k_{zx}k_{zy}k_{zz} \end{pmatrix} = A^{-1} \begin{pmatrix} k_{\xi} & 0 & 0 \\ 0 & k_{\eta} & 0 \\ 0 & 0 & k_{\zeta} \end{pmatrix} A, \quad (II.60)$$

где  $A$  — матрица перехода от координат  $x, y, z$  к координатам  $\xi, \eta, \zeta$ .

Поскольку в данном случае речь идет только о повороте системы координат, то матрица  $A$  будет

$$A \equiv \begin{pmatrix} \alpha_{x\xi}\alpha_{y\xi}\alpha_{z\xi} \\ \alpha_{x\eta}\alpha_{y\eta}\alpha_{z\eta} \\ \alpha_{x\zeta}\alpha_{y\zeta}\alpha_{z\zeta} \end{pmatrix}, \quad (II.61)$$

где  $\alpha$  — направляющие косинусы осей  $\xi, \eta, \zeta$  относительно осей  $x, y, z$ , причем  $\alpha$  есть функции от координат  $x, y, z$ .

Из приведенного выше видно, что построение модели области течения в конечном итоге сводится к замене реальных распределений пористости и проницаемости некоторыми приближенными функциями координат  $x, y, z$ . Степень этого приближения определяется задачами, для решения которых строится данная модель.

**Модель фильтрующейся жидкости.** Характеристикой жидкости служат ее свойства [вязкость  $\mu$ , плотность  $\rho$ , упругость (коэффициент упругого сжатия)  $\beta_b$ , термическое расширение (коэффициент термического расширения)  $\alpha_b$  и т. д.] и характер изменения этих свойств в пространстве и времени и под воздействием внешних факторов. В случаях, когда нас интересует тепловое поле либо когда распределение температур или тепловой поток могут существенно меняться во времени, необходимо учитывать и тепловые свойства жидкости — теплоемкость, теплопроводность.

Основными факторами, влияющими на свойства фильтрующихся через проницаемые породы подземных вод, являются температура, давление и минерализация воды. При движении жидкости распределения плотности, вязкости и других свойств жидкости изменяются во времени.

Возьмем, например, плотность жидкости  $\rho$ . Изменение плотности во времени в данной точке пространства есть функция изменения давления, температуры и минерализации  $M$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = \frac{\partial \rho}{\partial p} \cdot \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial \rho}{\partial M} \cdot \frac{\partial M}{\partial t}. \quad (\text{II.62})$$

Аналогично определяются и другие свойства жидкости.

В зависимости от постановки задачи модель должна описывать свойства жидкости и их изменение во времени с той или иной степенью приближения. Например, для упрощенных задач можно пренебречь упругостью воды, тепловым ее расширением. В большинстве случаев при рассмотрении фильтрации можно пренебречь процессами теплообмена и т. д.

**Модель фильтрационного течения.** Теперь мы можем перейти к построению модели фильтрационного течения, т. е. к построению системы уравнений, описывающей это течение. Основное уравнение фильтрации, отражающее соотношение сил, действующих на элементарный объем жидкости, есть

$$-\nabla p + \rho \bar{q} - \mu \bar{K}^{-1} \bar{v} = \frac{1}{m} \rho \frac{d\bar{v}}{dt}. \quad (\text{II.63})$$

К этому уравнению следует добавить уравнение неразрывности (материального баланса)

$$\operatorname{div}(\rho \bar{v}) = -\frac{\partial(m\rho)}{\partial t} + G. \quad (\text{II.64})$$

Здесь  $G$  — интенсивность новообразования или исчезновения массы жидкости (например, при дегидратации и гидратации минералов, химических реакциях и т. д.).

Как уже говорилось в § I.1, (II.64) можно преобразовать к виду

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \bar{v} = & -\frac{1}{\rho} \left[ \nabla \rho \cdot \bar{v} + \left( m \frac{\partial \rho}{\partial p} + \rho \frac{\partial m}{\partial p} \right) \frac{\partial p}{\partial t} + \right. \\ & \left. + \left( m \frac{\partial \rho}{\partial T} + \rho \frac{\partial m}{\partial T} \right) \frac{\partial T}{\partial t} + m \frac{\partial \rho}{\partial M} \frac{\partial M}{\partial t} + \varPhi \right] + \frac{G}{\rho}. \end{aligned} \quad (\text{II.65})$$

Здесь из общего изменения пористости выделена отдельно скорость изменения пористости  $\phi$  за счет процессов уплотнения.

Если считать, что все функции в правой части известны, кроме  $\frac{\partial p}{\partial t}$ , то необходимо еще задать закон изменения вязкости

$$\mu = \mu(p, T, M) \quad (II.66)$$

и граничные условия в форме

$$\left. \begin{array}{l} \alpha \bar{v} + \beta \frac{d\bar{v}}{dn} \Big|_s = f_1(S) \\ \delta p + \gamma \frac{dp}{dn} \Big|_s = f_2(S). \end{array} \right\} \quad (II.67)$$

либо

Система уравнений (II.63), (II.65), (II.66), (II.67) и есть математическая модель фильтрационного течения в заданной области с границей  $S$ . Степень приближения к моделируемому реальному течению обеспечивается детальностью задания пористости и проницаемости пород, плотности жидкости, формы области.

Примем теперь некоторые допущения. Пусть в некоторый момент времени течение весьма близко к стационарному и пусть по условиям задачи можно пренебречь сжимаемостью воды и скелета породы. Тогда можем принять, что

$$\frac{\partial \rho}{\partial p} = 0, \quad \frac{\partial m}{\partial p} = 0. \quad (II.68)$$

Нетрудно видеть, что при предположениях (II.68)  $\bar{p}$  и  $\bar{v}$  могут быть разложены в прямые суммы  $\bar{p} = p_1 + p_2$  и  $\bar{v} = \bar{v}_1 + \bar{v}_2$ , а система (II.63), (II.65), (II.66), (II.67) на две ( $\rho = \text{const}$ )

$$\left. \begin{array}{l} -\nabla p_1 + \rho \bar{g} - \mu \bar{K}^{-1} \bar{v}_1 = \frac{1}{m} \rho \frac{d\bar{v}_1}{dt}; \\ \operatorname{div} \bar{v}_1 = -\frac{m}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial M} \cdot \frac{\partial M}{\partial t}; \\ \mu = \mu(p, T, M); \\ \delta p_1 + \gamma \frac{dp_1}{dn} \Big|_s = F_1(S). \end{array} \right\} \quad (II.69)$$

$$\left. \begin{array}{l} -\nabla p_2 + \rho \bar{g} - \mu \bar{K}^{-1} \bar{v}_2 = \frac{1}{m} \rho \frac{d\bar{v}_2}{dt}; \\ \operatorname{div} \bar{v}_2 = -\left[ \frac{m}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial m}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} + \Phi \right] + \frac{G}{\rho}; \\ \mu = \mu(p, T, M); \\ \delta p_2 + \gamma \frac{dp_2}{dn} \Big|_s = F_2(S). \end{array} \right\} \quad (II.70)$$

При этом должно быть

$$F_1(S) + F_2(S) = f_2(S).$$

Система (II.69) определяет чисто гравитационную составляющую течения, а система (II.70) — чисто элизионную. В соответствии с (II.69) и (II.70) гравитационное течение — то, которое вызывается только действием силы тяжести, а элизионное — только изменением объема жидкости или порового пространства. Таким образом, при сделанных допущениях гравитационное и элизионное течения аддитивны. Этот факт оказывается весьма полезным свойством приближенной модели, ибо позволяет отдельно исследовать особенности этих течений, влияние на них отдельных факторов, а также долю участия каждой из составляющих в общем течении. Поскольку сила тяжести не приводит к возникновению фильтрации лишь в тех случаях, когда одновременно  $\frac{\partial \rho}{\partial x} = \frac{\partial \rho}{\partial y} = 0$  и верхняя граница жидкости строго горизонтальна, то природные течения могут быть либо смешанными, либо (значительно реже) чисто гравитационными. Чисто элизионных течений в природной обстановке не существует.

Можно заметить, что развернутая форма записи для  $\operatorname{div} \bar{v}$  позволяет анализировать количественно относительную роль отдельных факторов, обусловливающих наличие элизионной составляющей, по их вкладу в величину  $\operatorname{div} \bar{v}$ .

Следует указать, что замену гетерогенной среды составной гомогенной при построении моделей течения необходимо делать, сообразуясь с характером моделируемой среды. Например, не заменять одной гомогенной средой весь разрез в целом, а подбирать гомогенные модели для каждой толщи в отдельности и т. д. При этом следует учитывать, что решение фильтрационной задачи для гомогенной модельной среды дает векторы не истинных скоростей в моделируемой среде, а некоторых усредненных, расходных скоростей. В случае чисто гравитационного течения это различие вызывается преслоплением линий токов на разделах слоев, а в случае существования и элизионной составляющей течения еще и неоднородностью распределения источников (стоков) в моделируемой среде. Углы возможного отклонения направлений векторов расходной скорости от направлений векторов истинной скорости могут быть оценены (см. ниже). В тех случаях, когда эти углы превышают допустимую при решении данной задачи точность, заменять гетерогенную среду гомогенной не следует.

#### НЕКОТОРЫЕ ЧАСТНЫЕ МОДЕЛИ

Решение задач неустановившейся трехмерной фильтрации, с одной стороны, сталкивается с большими, порой непреодолимыми трудностями как при применении аналитических, так и разностных (численных) методов. С другой стороны, повышенная точность постановки задач неоправданна, поскольку исходные параметры и зависимости  $\rho(x, y, z, t)$ ,  $\mu(x, y, z, t)$ ,  $\bar{K}(x, y, z, t)$ ,  $\frac{\partial m}{\partial t}$ , входящие в уравнения, известны нам не точно, а лишь с некоторой степенью приближения. Поэтому во многих случаях можно ограничиться приближенной постановкой задачи. Например, при рассмотрении рассасывания

высоких давлений, созданных тектоническими импульсами в изолированных глинами песчаных линзах, необходимо учесть сжимаемость жидкости и породы, но можно пренебречь изменением пористости под влиянием диагенетических и эпигенетических процессов и изменением температуры. Напротив, изучая фильтрацию в песчано-глинистых породах в относительно спокойных тектонических условиях можно пренебречь сжимаемостью воды, но необходимо учесть изменение пористости под действием гравитационно-литогенетических факторов. Равным образом при изучении принципиальных черт региональной фильтрации можно вместо трехмерного потока рассматривать двухмерный (вертикальное сечение), а неоднородную толщу пород представлять однородной анизотропной моделью.

Принимая физически и геологически обоснованное приближение фильтрации, мы строим соответствующее ему уравнение или систему уравнений. Анализ влияния входящих в уравнения параметров на их решения, т. е. на распределение давлений и скоростей фильтрации, позволяет оценить роль различных факторов, строения и характера развития региона и т. д. Ниже мы приводим примеры приближенного модельного подхода к некоторым задачам региональной фильтрации (элизионные и смешанные течения).

Возможны различные пути моделирования. Например, можно распределения давлений и скоростей рассматривать как решения краевой задачи и исходить из основного закона фильтрации, уравнения неразрывности и задания  $\bar{K}$ ,  $m$ ,  $\frac{dm}{dt}$  как функций координат, образуя систему уравнений, замкнутую относительно искомых параметров. В связи с тем, что  $\bar{K}$ ,  $m$  не всегда можно задать непрерывными функциями, и из-за трудности или просто невозможности получить решение аналитическим путем, зачастую удобнее использовать численные методы, задаваясь наборами значений параметров и изменения их с некоторым шагом. Применение ЭВМ при этом резко расширяет возможности, устранив, в частности, затруднения, связанные с большим объемом вычислений.

В ряде случаев более удобен упрощенный подход, особенно если параметры могут быть заданы достаточно простыми функциями, например, при рассмотрении изолированных пластов. Одним из вариантов упрощенного подхода, по-видимому, наиболее удобным и разумным, является рассмотрение течения в одном отдельно взятом пласте (горизонте) [Самсонов и др., 1968; Гуревич, 1969, а, б]. При этом можно использовать как аналитический, так и разностный методы.

**Аналитический метод.** Пусть осадочный разрез представлен переслаиванием пластов песчаных и глинистых пород или вообще чередованием любых других пород, сильно уплотняющихся и слабопроницаемых, и пород, слабоуплотняющихся и хорошо проницаемых. Основными допущениями, которые необходимо принять, являются отсутствие перетоков между рассматриваемым пластом и смежными водоносными пластами, т. е. существование чисто пластового течения, и наличие открытых выходов пласта-коллектора на поверхность

(либо под проницаемые наносы). Решение для двухмерного течения сопряжено с неоправданно большими математическими трудностями, поэтому мы ограничимся одномерным течением, т. е. случаем, когда можно считать векторы скорости в пласте параллельными друг другу и направленными вдоль восстания пласта в бассейне удлиненной формы. При этом будем полагать течение достаточно близким к стационарному.

Возьмем криволинейную систему координат  $l, n$ , ось  $l$  направим посередине мощности пласта, а координату  $n$  будем отсчитывать перпендикулярно к оси  $l$ . Тогда приток в пласт воды, выжимающейся из глин, лежащих к кровле и подошве пласта, на участке от  $l_1$  до  $l_2$  будет равен

$$Q_{l_1 l_2} = \int_{l_1}^{l_2} [q_1(l) + q_2(l)] dl, \quad (\text{II.71})$$

а потеря напора на этом участке

$$\Delta P_{l_1 l_2} = \mu \int_{l_1}^{l_2} \frac{Q(l)}{k(l) h(l)} dl,$$

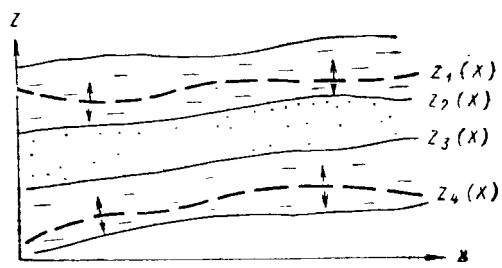


Рис. II.16. Схема к выводу формулы (II.79).

где  $q_1$  и  $q_2$  — приток на единицу длины кровли и подошвы соответственно,  $Q(l)$ ,  $k(l)$ ,  $h(l)$  — расход воды, проницаемость и мощность пласта в сечении с координатой  $l$ .

Поскольку углы падения пластов, как правило, малы ( $2 \div 5^\circ$ ), то криволинейную координату  $l$  можно без ущерба для точности считать численно совпадающей с декартовой координатой  $x$ . Тогда закон изменения напора в пласте может быть найден в более простой форме.

Отток из элементарного прямоугольного объема глин с единичной площадью горизонтального сечения и высотой  $dz$  равен

$$dq = - \frac{\partial m}{\partial t} dz. \quad (\text{II.72})$$

Вода из каждого слоя глин отжимается и вверх, и вниз. Пусть  $z_1 = z_1(x)$ ,  $z_4 = z_4(x)$  — уравнения соответствующих линий раздела,  $z_2 = z_2(x)$ ,  $z_3 = z_3(x)$  — уравнения кровли и подошвы пласта (рис. II.16). Тогда приток воды в пласт на единицу его длины есть

$$q(x) = q_1(x) + q_2(x) = \int_{z_2(x)}^{z_1(x)} \varphi(x, z) dz + \int_{z_4(x)}^{z_3(x)} \varphi(x, z) dz, \quad (\text{II.73})$$

где

$$\varphi(x, z) = - \frac{\partial m(x, z)}{\partial t}.$$

В общем случае должна существовать такая точка  $x_0$ , от которой движение будет идти в обе стороны. Напор  $P_0$  в этой точке

будет наибольшим. Поскольку (считаем для простоты  $\mu = \text{const}$ , а так как мы рассматриваем одномерный случай, то и  $\gamma = \gamma(z)$ )

$$\frac{dP}{dx} = -\mu \frac{Q(x)}{k(x)h(x)}, \quad (\text{II.74})$$

то

$$P_0 - P_1 = \mu \int_{x_0}^{x_1} \frac{Q(x)}{k(x)h(x)} dx;$$

$$P_0 - P_2 = \mu \int_{x_0}^{x_2} \frac{Q(x)}{k(x)h(x)} dx.$$

Из (II.71) и (II.72) следует

$$\begin{aligned} Q(x) &= Q_{x_0, x} = \int_{x_0}^x [q_1(x) + q_2(x)] dx = \\ &= \int_{x_0}^x \left[ \int_{z_2(x)}^{z_1(x)} \varphi(x, z) dz + \int_{z_4(x)}^{z_3(x)} \varphi(x, z) dz \right] dx. \end{aligned} \quad (\text{II.75})$$

Тогда

$$P_0 - P_1 = \mu \int_{x_0}^{x_1} \frac{1}{k(x)h(x)} \int_{x_0}^x \left[ \int_{z_2(x)}^{z_1(x)} \varphi(x, z) dz + \int_{z_4(x)}^{z_3(x)} \varphi(x, z) dz \right] dx dx; \quad (\text{II.76})$$

$$P_0 - P_2 = \mu \int_{x_0}^{x_2} \frac{1}{k(x)h(x)} \int_{x_0}^x \left[ \int_{z_2(x)}^{z_1(x)} \varphi(x, z) dz + \int_{z_4(x)}^{z_3(x)} \varphi(x, z) dz \right] dx dx. \quad (\text{II.77})$$

Вычитая (II.76) из (II.77), получаем, учитывая, что  $P_1 - P_2 = H\gamma$ ,

$$\begin{aligned} H\gamma &= \mu \left\{ \int_{x_0}^{x_2} \frac{1}{k(x)h(x)} \int_{x_0}^x \left[ \int_{z_2(x)}^{z_1(x)} \varphi(x, z) dz + \int_{z_4(x)}^{z_3(x)} \varphi(x, z) dz \right] dx dx - \right. \\ &\quad \left. - \int_{x_0}^{x_1} \frac{1}{k(x)h(x)} \int_{x_0}^x \left[ \int_{z_2(x)}^{z_1(x)} \varphi(x, z) dz + \int_{z_4(x)}^{z_3(x)} \varphi(x, z) dz \right] dx dx \right\}. \quad (\text{II.78}) \end{aligned}$$

Из уравнения (II.78) находим  $x_0$  и затем, полагая для простоты  $P_2 = 0$ , из (II.77) можем найти  $P_0$ . Теперь для произвольной точки  $x^*$  будет

$$P(x^*) = P_0 - \mu \int_{x_0}^{x^*} \frac{1}{k(x)h(x)} \int_{x_0}^x \left[ \int_{z_2(x)}^{z_1(x)} \varphi(x, z) dz + \int_{z_4(x)}^{z_3(x)} \varphi(x, z) dz \right] dx dx. \quad (\text{II.79})$$

Мы получили распределение напора в пласте, обусловленное течением, имеющим и гравитационную, и элизионную составляющие. Совершенно ясно, что это не точное распределение напора, а некоторое приближенное для случая, когда отсутствуют перетоки из одного водоносного пласта в другой. Частный случай подобного подхода осуществлен в работах автора [Гуревич, 1969а, 1969б].

**Конечно-разностный подход.** В случаях, когда функция  $\varphi(x, z)$  имеет вид, неудобный для интегрирования, лучше использовать разностные методы решения. Оценка элизионного течения методом конечных разностей была впервые сделана в работе Ф. П. Самсонова и др. [1968]. К сожалению, недостаточное внимание к физическому смыслу математических выкладок привело авторов этой работы к неверному результату. Мы рассмотрим кратко их решение только линейной (одномерной) задачи, поскольку те же ошибки присущи и решению плановой (двумерной) задачи.

Для нахождения напоров авторы используют уравнения

$$\Delta V = \left( q_1 - q_2 + w \frac{l_1 + l_2}{2} \right) \Delta t; \quad (II.80)$$

$$\Delta V = \beta^* M_{cp} \frac{l_1 + l_2}{2} \Delta H, \quad (II.81)$$

где  $\Delta V$  — объем воды (упругий запас), накапливаемый в элементе объема между сечениями  $A$  и  $B$  за промежуток времени  $\Delta t$ ;  $q_1$  и  $q_2$  — расходы воды через сечения  $A$  и  $B$ ;  $w$  — модуль седиментационного питания, равный количеству отжатых вод, поступавших на единицу площади пласта в единицу времени,  $\beta^*$  — коэффициент упругости пласта;  $M_{cp}$  — средняя мощность водоносного пласта в элементе между  $A$  и  $B$ ;  $\Delta H$  — изменение величины напора в элементе пласта за время  $\Delta t$  по скв. 2 [Самсонов и др., 1968]. Остальные обозначения ясны из рис. II.17.

Уравнения (II.80) и (II.81) в совокупности должны были, по всей вероятности, отразить материальный баланс на участке  $A-B$ . Сама по себе мысль использовать материальный баланс в качестве основы для дальнейших построений совершенно правильна, но авторами допущены некоторые ошибки. Основная ошибка в том, что  $\Delta V$  из уравнения (II.80) не равно  $\Delta V$  из уравнения (II.81), как это полагают авторы, так как  $\Delta V$  в (II.81) есть величина, лишенная физического смысла. Для определения упругого запаса вместо  $\Delta H$  (изменения напора) должно стоять  $\Delta p$  (изменение давления). Совершенно ясно, что упругий запас от напора не зависит, а зависит только от пластового давления. Благодаря тому, что величина  $\Delta H$ , ошибочно поставленная вместо  $\Delta p$ , существенно необходима для последующего построения, а  $\Delta p \neq \Delta H$ , поскольку пласт во времени изменяет свое положение, вся дальнейшая цепь выкладок лишена основания, а конечный результат неверен.

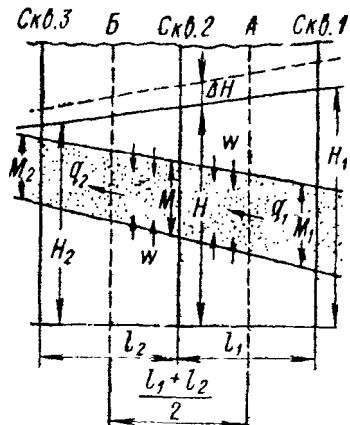


Рис. II.17. Схема к формулам (II.80) и (II.81).

Будем искать конечно-разностное решение для одномерного случая, используя идею Ф. Н. Самсонова и его соавторов.

Применение материального баланса в форме, аналогичной (II.80)–(II.81), нерационально, поскольку в упругом запасе должно быть учтено сжатие воды не только в коллекторе, но и в глине, усреднение расходов на большие промежутки времени неправомерно и т. д. Запись (II.80) в объемных единицах не учитывает сжатия, поэтому  $\Delta V$  из (II.80) не равно  $\Delta V$  из (II.81) даже при правильной записи (II.81). Сокращением пористости коллектора можно пренебречь. Тем более можно пренебречь упругими запасами: объем воды, оттекающей из глин, несоизмеримо велик по сравнению с упругими запасами. Это ясно из такого, например, сравнения: при погружении глины от 0 до 2000 м объем пор, т. е. объем воды в единице объема породы, меняется примерно в 2 раза и более за счет сокращения пор и только на 0,8% за счет упругого сжатия. Поэтому, если учесть ошибки за счет исходных данных, осреднения и т. д., следует рассматривать воду как несжимаемую. Тогда уравнение материального баланса можно записать в объемных единицах как

$$q_1(t) + w(t) \frac{l_1 + l_2}{2} - q_2(t) = 0. \quad (\text{II.82})$$

Используя более общую индексацию и пренебрегая расхождениями между длинами  $\Delta l$  и  $\Delta x$  вследствие малости углов падения пластов, перепишем это уравнение для произвольного фиксированного момента времени, заменяя  $q$  на соответствующие выражения

$$\frac{(k_{i-1} + k_i)(M_{i-1} + M_i)}{4} \cdot \frac{(H_{i-1} - H_i)}{x_{i-1} - x_i} + w_i \frac{x_{i-1} - x_{i+1}}{2} - \frac{(k_i + k_{i+1})(M_i + M_{i+1})}{4} \cdot \frac{(H_i - H_{i+1})}{(x_i - x_{i+1})} = 0.$$

Преобразуя, получаем окончательно

$$\begin{aligned} & \frac{(k_{i-1} + k_i)(M_{i-1} + M_i)}{x_{i-1} - x_i} H_{i-1} - \left[ \frac{(k_{i-1} + k_i)(M_{i-1} + M_i)}{x_{i-1} - x_i} + \right. \\ & \left. + \frac{(k_i + k_{i+1})(M_i + M_{i+1})}{x_i - x_{i+1}} \right] H_i + \frac{(k_i + k_{i+1})(M_i + M_{i+1})}{x_i - x_{i+1}} H_{i+1} + \\ & + w_i \frac{x_{i-1} - x_{i+1}}{2} = 0; \quad i = 1, 2, \dots, n. \end{aligned} \quad (\text{II.83})$$

Таким образом, мы получили систему  $n$  уравнений для  $n + 2$  неизвестных величин напоров  $H_i$ . Для того чтобы система стала замкнутой, к ней следует добавить еще два уравнения для первого и последнего  $H$ , т. е. напоров на выходах пласта:

$$H_0 = H^*, \quad H_{n+1} = H^{**}. \quad (\text{II.84})$$

Из системы (II.83)–(II.84) все  $H_i$  определяются однозначно. Значения параметров  $H^*$  и  $H^{**}$  могут быть определены из следующих соображений. Если оценивать лишь элизионную составляющую, то

$H^* = H^{**} = 0$ . Если учитывать и гравитационную составляющую течения, то  $H^* = 0$ , а  $H^{**} = \gamma \Delta h$ .

Расчет величин  $w$  может быть произведен так же, как это было сделано в аналитическом методе, т. е. по формуле (II.73). Положение «нейтральных» поверхностей  $z_1(x)$  и  $z_2(x)$  в слоях глин зависит от соотношения напоров в смежных коллекторах. Если водоносный пласт, для которого оценивается движение воды, и смежные с ним коллекторы имеют одинаковое распределение напоров  $H(x)$ , то поверхности раздела проходят примерно посередине мощности пластов глин. Практически же такого распределения напоров не бывает благодаря неравномерному распределению песчаных и глинистых пород в разрезе, наличию проводящих зон в водоупорах, неравным условиям выхода водоносных пластов на поверхность, различия в пористостях, проницаемостях и мощностях пород. Поэтому функции  $z_1(x)$  и  $z_2(x)$  должны устанавливаться в результате анализа конкретных условий.

Как при аналитическом, так и при разностном решении получаемые результаты являются приближенными. Они дают оценку порядка величин и, естественно, не позволяют достоверно делать точные построения, например проводить изолинии напоров.

**Положение поверхности раздела.** Вопрос о положении в пласте глин поверхности, разделяющей поток отжимаемой воды вверх и поток вниз (см. рис. II.16), впервые был рассмотрен в работе Ю. В. Мухина [1965]. Полагая, что «ее положение определяется условием равенства градиентов», он записал формулу

$$\frac{p_{\text{пор}} - p_{\text{в}}}{h} = \frac{p_{\text{пор}} - p_{\text{н}}}{m - h}, \quad (\text{II.85})$$

где  $p_{\text{пор}}$  — давление жидкости в порах осадка на поверхности раздела;  $p_{\text{в}}$  — пластовое давление в вышележащем коллекторе или гидростатическое давление в водоеме у поверхности раздела ил — вода;  $p_{\text{н}}$  — пластовое давление в подстилающем слое,  $h$  — глубина поверхности раздела от кровли глин;  $m$  — общая мощность слоя глин.

Этой формуле присущи следующие недостатки.

1. Поскольку использованы абсолютные величины давлений, а не напоры, формула (II.85) не имеет физического смысла для фильтрации в гравитационном поле.

2. Использованное предположение о линейном распределении давлений (равенство градиентов) является в общем случае довольно грубым.

Благодаря применению абсолютных величин давлений в формуле (II.85) полученные из нее выводы о величине  $h$  оказываются неверными.

К определению положения поверхности раздела можно подойти следующим образом. Пусть угол падения пластов невелик, как это имеет место в большинстве случаев. Тогда с достаточной степенью точности можно считать, что движение отжимаемой воды в глинах происходит вертикально. Пусть на некоторой вертикали ( $x = x^*$ ,

$y = y^*$ ) в верхнем водоносном пласте (у подошвы) приведенное давление  $P_1$ , в нижнем (у кровли) —  $P_2$ , на разделе в глине —  $P_0$ , расстояние от кровли глин до поверхности раздела —  $h_0$ , глубина кровли глин —  $H_1$ , подошвы —  $H_2$ . Если задано распределение пористости  $\varphi(x, y, z, t)$ , то на нашей вертикали будет  $\varphi(x^*, y^*, z, t)$ . Поскольку отток из элементарного объема глины с единичной площадью горизонтального сечения и высотой  $dh$  есть  $\frac{\partial \varphi}{\partial t} dh$ , то можем написать

$$\begin{aligned} P_0 - P_1 &= \frac{\mu}{k} \int_{H_1}^{H_1+h_0} \int_{H_1+h_0}^{H_1+h_0-h} -\frac{\partial \varphi}{\partial t} dh dh; \\ P_0 - P_2 &= \frac{\mu}{k} \int_{H_1+h_0}^{H_2} \int_{H_1+h_0+h}^{H_1+h_0+h} -\frac{\partial \varphi}{\partial t} dh dh; \\ P_2 - P_1 &= \frac{\mu}{k} \left( \int_{H_1}^{H_1+h_0} \int_{H_1+h_0-h}^{H_1+h_0-h} -\frac{\partial \varphi}{\partial t} dh dh + \int_{H_1+h_0}^{H_2} \int_{H_1+h_0+h}^{H_1+h_0+h} -\frac{\partial \varphi}{\partial t} dh dh \right). \end{aligned} \quad (\text{II.86})$$

Из этого уравнения и может быть найдена величина  $h_0$ . Приведенные давления  $P_2$  и  $P_1$  следует определять из дополнительных соображений. Например, при выдержаных, хорошо проницаемых и выходящих на поверхность водоносных горизонтах можно считать  $P_2 = P_1$ . Поскольку в определении  $P_2$  и  $P_1$  существует известная условность, порой существенная, то метод определения поверхности раздела для отдельно взятого пласта глин является приближенным. Более точное методическое определение таких поверхностей для всех пластов глин в разрезе через решения фильтрационной задачи для всей толщи оказывается весьма сложным и громоздким, но опять-таки не приводит к повышению точности из-за недостаточной детальности наших знаний о распределении проницаемости и пористости  $\varphi(x, y, z, t)$ . Поэтому точное нахождение поверхности раздела в общем случае принципиально невозможно.

## Глава III. ДВИЖЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

### § III.1. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

С точки зрения фильтрации осадочная толща — это чередование пород различной проницаемости. Хорошо проницаемые породы называют водоносными горизонтами, плохо проницаемые — водоупорами. Между этими двумя крайними классами располагаются породы промежуточных свойств, создавая непрерывный переход от водоносных горизонтов к водоупорным. Естественно возникает вопрос, при какой проницаемости породу следует считать абсолютно водоупорной с точки зрения механического массопереноса, т. е. фильтрации? Ясно, что для чисто пористой породы это такая проницаемость, при которой размеры поровых каналов становятся

соизмеримы с размерами молекул воды, ионов и молекул растворенных в ней веществ.

Фильтрация через тонкопористую, особенно глинистую, среду может не подчиняться закону Дарси. Поэтому фильтрационный переток через однородные глины при градиентах напора, меньших некоторого, начального, по-видимому, может быть поставлен под сомнение, хотя экспериментальные подтверждения отклонений фильтрации от закона Дарси неоднозначны. Однако однородной породе бывает лишь на узколокальных участках.

В природе мы не имеем строго однородных пород. Поэтому, рассматривая фильтрационные свойства пород в региональном плане, следует учитывать их фациально-литологическую изменчивость и наличие трещин. Фильтрующую способность трещин можно сопоставить с эквивалентной средней проницаемостью среды следующим образом

$$k = \frac{nb^3}{12},$$

где  $n$  — число трещин на 1 см,  $b$  — раскрытие трещин, см. Расчет эквивалентной густоты трещин дает следующие результаты (табл. III.1).

ТАБЛИЦА III.1  
Проницаемость трещинных пород (число трещин на 1 м)

Проницаемость $k$ , дарси	Раскрытие трещин, мм				
	10	1	0,1	0,01	0,001
$10^{-3}$	$12 \cdot 10^{-9}$	$12 \cdot 10^{-6}$	$12 \cdot 10^{-3}$	12	$12 \cdot 10^3$
$10^{-6}$	$12 \cdot 10^{-12}$	$12 \cdot 10^{-9}$	$12 \cdot 10^{-6}$	$12 \cdot 10^{-3}$	12
$10^{-9}$	$12 \cdot 10^{-15}$	$12 \cdot 10^{-12}$	$12 \cdot 10^{-9}$	$12 \cdot 10^{-6}$	$12 \cdot 10^{-3}$

Все вышесказанное дает нам основание полагать, что все породы в природе проницаемы, за исключением пластичных солей в тектонически спокойные периоды геологической истории. Поэтому в региональном плане все породы допускают переток воды через них и различаются лишь масштабами перетоков.

Из основного закона фильтрации и уравнения неразрывности (§ I.1) наглядно видно, что фильтрационное течение определяется распределением давления и плотности жидкости, скоростью изменения плотности (удельного объема) жидкости и пористости среды и скоростью возникновения (исчезновения) объемов жидкости (например, при дегидратации (гидратации) минералов). Эти факторы действуют на фильтрационное течение непосредственно, все остальные — опосредованно. Таково основное, естественное, разделение факторов формирования фильтрационных потоков.

Коснемся теперь вкратце взаимодействия подземных вод и насыщаемых ими пород, определяющего величину  $\operatorname{div} \bar{v}$ . Это взаимодействие можно разделить на механическое и физико-химическое.

**Механическое взаимодействие.** Вода, находящаяся в порах породы, оказывает давление на поверхность минеральных зерен. Действие этого давления двояко. С одной стороны, это обжим зерен, упругое их сжатие, с другой — стремление сдвинуть зерна с места в направлении равнодействующей давления, приложенного к поверхности зерна. Равнодействующая давления есть выталкивающая сила. Она равна, как известно из гидростатики,

$$\bar{F} = \int_S p dS. \quad (\text{III.1})$$

(Нормальное давление  $p_n$  по закону Паскаля (в вязкой жидкости) равно самому давлению  $p$ ). Если поверхность  $S$  замкнута, функция  $p$  непрерывна на  $S$ , а внутри ограниченного поверхностью  $S$  объема  $W$  существуют и непрерывны и частные производные от функции  $p$ , то к поверхностному интегралу в (III.1) может быть применено преобразование Гаусса — Остроградского:

$$\oint_S p dS = - \int_W \nabla p dW. \quad (\text{III.2})$$

Поскольку  $p$  — давление в жидкости, функция  $p$  внутри объема, занятого минеральными зернами, вообще говоря, не определена. Если жидкость находится в механическом равновесии, то

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0, \quad p = \int_{z_0}^{z_1} \gamma(z) dz.$$

В этом случае функция  $p$  может быть доопределена и в объеме, занятом минеральной частью породы, по аналогии с жидкостью. Таким образом, для тела, погруженного в жидкость и имеющего замкнутую поверхность, т. е. не имеющего контактов с другими телами (минеральными зернами), в случае покоя жидкости справедливо равенство (III.2) и

$$\bar{F} = - \int_W \nabla p dW. \quad (\text{III.3})$$

Поскольку для статического состояния жидкости  $\nabla p = -\bar{\gamma}$ , то (III.3) — закон Архимеда в его обычной классической формулировке: на тело, погруженное в жидкость, действует выталкивающая сила, равная весу жидкости в объеме погруженного тела. Однако определенная таким путем величина выталкивающей силы является максимальной. Действительно, если порода не сцеплена, то площадь контактов с соседними зернами можно считать нулевой, а поверхность соприкосновения каждого зерна с водой замкнутой. Тогда будет выполнено (III.3). Но в сцепленной породе пло-

щадь контактов  $S_1$  уже ненулевая и поверхность соприкосновения зерна с водой  $S_2 = S - S_1 < S$ . Ясно, что

$$\left| \int_{S_2} p dS \right| < \left| \oint_S p dS \right| = \left| \int_W p dW \right|,$$

т. е.

$$|\bar{F}| < \left| \int_W \nabla p dW \right|. \quad (\text{III.4})$$

Для любого, не изолированного от остальной породы, объема пористой среды будет верно (III.4), а не (III.3), как полагают Хаберт и Руби [Hubbert, Rubey, 1959] \*.

В случае движения жидкости (III.3) нарушается еще и из-за того, что наличие твердых зерен изменяет распределение давления, по сравнению с тем, которое было бы в отсутствие этих зерен, и закон изменения функции  $p$  не может быть распространен на объем, занятый зернами. Необходимо также заметить, что и направление вектора  $\bar{F}$  может для сцементированной породы, вообще говоря, не совпадать с направлением  $-\nabla p$ . Величина выталкивающей силы, действующей на скелет пористой среды, зависит от соотношения площадей межзерновых контактов и площади соприкосновения с водой. По мере относительного увеличения площади контактов между зернами выталкивающая сила уменьшается. Для замкнутых пор она равна нулю. Давление жидкости, заключенной в таких порах, оказывает на минеральные стенки лишь сжимающее действие, стремясь раздвинуть их.

Отсюда видно, что реальная величина геостатического давления  $p_g$  неоднозначна, зависит от структуры порового пространства (текстуры породы) и находится в диапазоне

$$H(1-m)(\gamma_c - \gamma_b) \leq p_g \leq H[(1-m)\gamma_c + m\gamma_b] \quad (\text{III.5})$$

для разных типов пород.

Движение жидкости в поровой среде сопровождается изменением распределения давления по сравнению со статическим. Возникновение гидродинамических градиентов и изменение величины выталкивающей силы равнозначно приложению уплотняющих нагрузок и при достаточной их величине может приводить к дополнительному уплотнению породы, а следовательно, и к возникновению просадок.

Таким образом, жидкость влияет на механическое равновесие породы и, наоборот, изменение структуры (текстуры) породы, точнее

\* Свой вывод о выполнении (III.3) Хаберт и Руби получили, не учитывая разрывности функции давления (на границах вода — минеральное зерно) в любой плоскости, секущей пористую породу, и полагая при этом, что в сечении скелета грунта такой горизонтальной плоскостью давление равно  $p$ , что принципиально неверно. Отсюда неверен и конечный вывод (о том, что нагрузка  $p_0$  на скелет породы равна геостатическому давлению  $p_g$  за вычетом пластового  $p$ :  $p_0 = p_g - p$ ), довольно широко распространенный в литературе.

объема ее пор, будет вызывать движение поровой жидкости. Уменьшение объема пор под действием веса вышележащих осадков, тектонических напряжений либо литогенетических процессов приводит к возрастанию давления в поровой жидкости и ее вытеснению из порового пространства уплотняющихся пород.

**Физико-химическое взаимодействие.** Физико-химические процессы, происходящие в воде и породе или при их взаимодействии, также оказывают влияние на движение подземных вод. Растворение твердых веществ в жидкости приводит к уменьшению общего объема системы. Поэтому переход в раствор твердых компонентов породы эквивалентен возникновению свободного объема и приводит к понижению давления жидкости. И, наоборот, выпадение солей из раствора вызывает повышение давления. Одновременно при процессах растворения и садки меняется удельный вес воды.

Физико-химические превращения минералов пород также ведут к изменению объема пор. Дегидратация и гидратация минералов приводят соответственно к появлению новых объемов воды либо ее поглощению. Это в свою очередь вызывает изменение давления и удельного веса воды.

Как уже говорилось выше, причины возникновения и изменения движения подземных вод естественно подразделить на непосредственные и опосредованные. Обобщенных непосредственных причин только две: 1) действие гравитационного поля на жидкость и 2) изменение объемов порового пространства и жидкости в нем. Соответственно, фильтрационное течение, обусловленное только действием гравитационного поля, может быть названо гравитационным, а вызванное только изменениями объемов — элизионным (см. § II.3).

Чисто гравитационным является фильтрационное течение при отсутствии процессов уплотнения водонасыщенных горных пород и реакций, идущих с изменением объема, и при постоянстве распределения температуры. Чисто элизионное течение — течение жидкости в данной области, вызванное только изменением либо объема пор, либо объема поровой воды, либо того и другого одновременно. В этом смысле термины «гравитационное течение» и «элизионное течение» и будут употребляться в дальнейшем.

Все природные течения, строго говоря, являются смешанными. Поэтому следует говорить об их гравитационной и элизионной составляющих. Конкретные факторы, определяющие фильтрацию, могут носить либо гравитационный, либо элизионный, либо смешанный характер. Однако в ряде случаев одна из составляющих может существенно преобладать над другой и последней можно пренебречь.

Например, в районах тектонически пассивных и сложенных древними породами, процессы, приводящие к возникновению элизионного течения, выражены обычно крайне слабо, и течение подземных вод в таком районе или, по крайней мере, на большей части его территории можно считать чисто гравитационным. Наоборот, при интенсивном осадконакоплении и большой площади седиментационного бассейна течение будет практически чисто элизионным. При смешанном течении необходима оценка доли каждой из составляющих в об-

щем течении. Подобные оценки особенно важны при палеореконструкциях. Все это делает рациональным раздельное рассмотрение гравитационного и элизионного течений.

### § III.2. ГРАВИТАЦИОННОЕ ТЕЧЕНИЕ

Причинами гравитационного течения являются негоризонтальность поверхности земли, а следовательно, и уровней грунтовых вод и неравновесное распределение плотности подземных вод. Эти причины могут проявляться как порознь, так и совместно.

#### ТЕЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ВЫЗВАННОЕ НЕГОРИЗОНТАЛЬНОСТЬЮ РЕЛЬЕФА

Проявление такого течения в гидрологической практике называется инфильтрационным режимом. При этом для каждого водоносного горизонта обычно выделяются область питания, область



Рис. III.1. Положения уровня воды при отсутствии восполнения в идеализированном водоносном горизонте:  
а – в открытом, б – в закрытом.

стока и область разгрузки. Выделение области стока, на наш взгляд, имеет смысл лишь как участка, на котором водоносный горизонт перекрыт слоем практически непроницаемой породы, исключающей переток в следующий водоносный горизонт. В противном случае области стока не существует и область питания непосредственно граничит с областью площадной разгрузки. Где же проходит эта граница? Используем такой упрощенный идеализированный пример. Возьмем открытый и закрытый горизонты, лежащие на непроницаемом основании и перекрытые водоупором. Если восполнение за счет атмосферных осадков или грунтовых вод отсутствует, то уровень воды в горизонтах за счет некомпенсированного оттока понизится до базиса дренирования.

В закрытом водоносном горизонте, если он разгружается лишь в самой нижней части рельефа, а на остальной части перекрыт непроницаемыми породами, уровень установится, как в трубке Торричелли, на 10 м выше базиса дренирования, а в остальном верхнем объеме пласта образуется вакуум (рис. III.1). Естественно, поскольку в природе нет абсолютных водоупоров, то вместо вакуума будет иметь место лишь некоторое понижение давления, которое обеспечит «подсасывание» поверхностных или грунтовых вод для восполнения оттока. Это явление было прекрасно продемонстрировано опытами

В. Я. Стапренса [1959], экспериментально доказавшего реальность существования «отрицательных напоров» (рис. III.2). Физический смысл этого явления весьма прост: поскольку фильтрационные свойства нижних пород лучше, чем верхних, то последние можно рассматривать как слабопроницаемую «пробку». Столб воды в песчаных породах, стремясь опуститься под действием собственного веса, действует как поршень, который, двигаясь вниз, вызывает разрежение под «пробкой». Разрежение увеличивает градиент напора в «пробке» и ускоряет просачивание через нее, т. е. восполнение оттока.

Исходя из физики явления можно высказать некоторые соображения о положении границы между областью питания и областью разгрузки, которую мы назовем нулевой линией ( $v_z = 0$ ), в зависимости от распределения фильтрационных свойств пород.

Для открытого \* горизонта практически в большинстве случаев нулевая линия будет совпадать (рис. III.3) с границей выхода пород горизонта на поверхность, поскольку количество атмосферных осадков даже в полупустынных районах оказывается достаточным для компенсации пластового потока [Гуревич, 1969б]. Поэтому для водоносного горизонта примерно постоянной проницаемости, по сути

дела, вся площадь его распространения оказывается областью разгрузки. У закрытого горизонта нулевая линия будет занимать промежуточное положение в рельфе и зависеть от соотношения проницаемостей и мощностей водоносного горизонта и покрывающего водонупора (см. рис. III.3).

Сделанная выше оговорка относительно постоянства проницаемости имеет принципиальный характер. Если в силу тех или иных причин проницаемость пород водоносного горизонта вдоль направления его падения существенно меняется, то возможно чередование нескольких областей питания и разгрузки для этого горизонта (рис. III.4).

Эта идеализированная схема, состоящая из одного горизонта, качественно позволяет судить о характере перетоков при любом

\* Несколько изменения, «геологичивая», термины «открытый» и «закрытый» пласт [Щелкачев, 1959], будем называть открытым пластом такой пласт (либо его часть), который имеет непосредственно выход на дневную поверхность либо под наносы, проницаемость которых практически не хуже, чем проницаемость самого пласта. Закрытым же будем называть пласт, имеющий резко затрудненную связь с поверхностью из-за выклинивания, фациального изменения и т. д.

строении толщ водоносных и водоупорных пород. В частности, можно указать схему распределения в толще выдержаных по простиранию пород, например так, как на рис. III.5. Эта принципиальная схема, построенная только из приведенных выше физических соображений, соответствует данным о фактическом распределении пьезометрических уровней в водоносных напорных горизонтах.

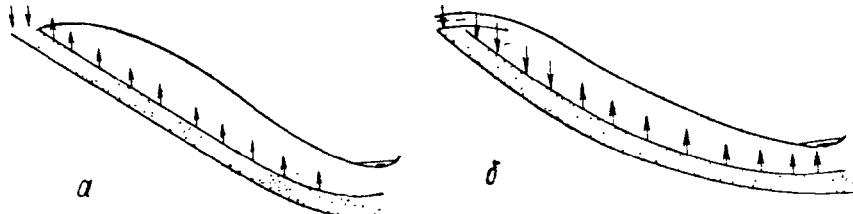


Рис. III.3. Схема распределения областей питания (восполнения) и разгрузки.

*а* — открытый горизонт; *б* — закрытый горизонт.

Впервые в подобном свете вопрос о распределении областей питания и разгрузки был рассмотрен А. Н. Мятиевым [1947]. (Эта идея была также высказана Де Ситтером [De Sitter, 1947], а еще ранее Расселом). Полагая течение через водоупорные толщи подчиняющимся закону Дарси, А. Н. Мятиев количественно оценил возможные масштабы площадной разгрузки и дал схему распределения зон питания

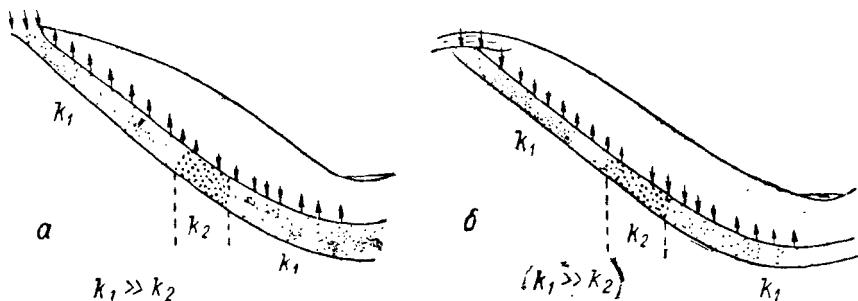


Рис. III.4. Схема распределения областей питания (*а*) (восполнения) и разгрузки (*б*) в случае переменной проницаемости.

и разгрузки. В 1962 г. Тот [Tóth, 1962] и Мейбум [Meijboom, 1962] рассмотрели этот же вопрос также на математических моделях (рис. III.6, III.7).

К настоящему времени имеются обширные свидетельства связи пьезометрических поверхностей подземных вод и рельефа местности. М. А. Гатальский [1954, 1956] в 1930—1935 гг. установил, что отметки статических уровней напорных водоносных горизонтов ордовика и кембрия в Ленинградской области, залегающих на глубине 100—200 м, в общем повторяют рельеф местности. В своей работе М. А. Гатальский приводит также аналогичные наблюдения В. В. Сazonова и Б. Н. Архангельского. На наличие подобной связи указывают и многие другие исследователи, например, Б. Н. Архангельский

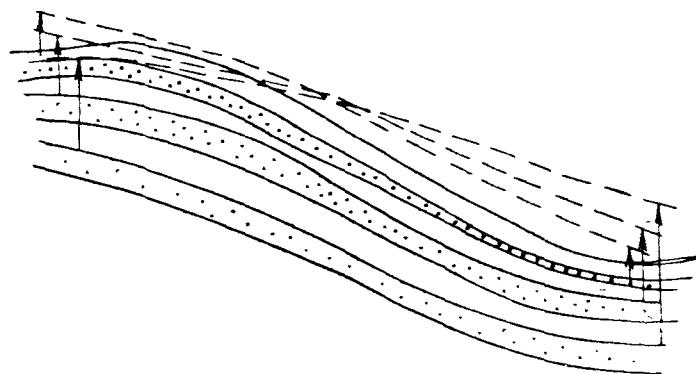


Рис. III.5. Схема распределения напоров в разрезе толщи водоносных пород.

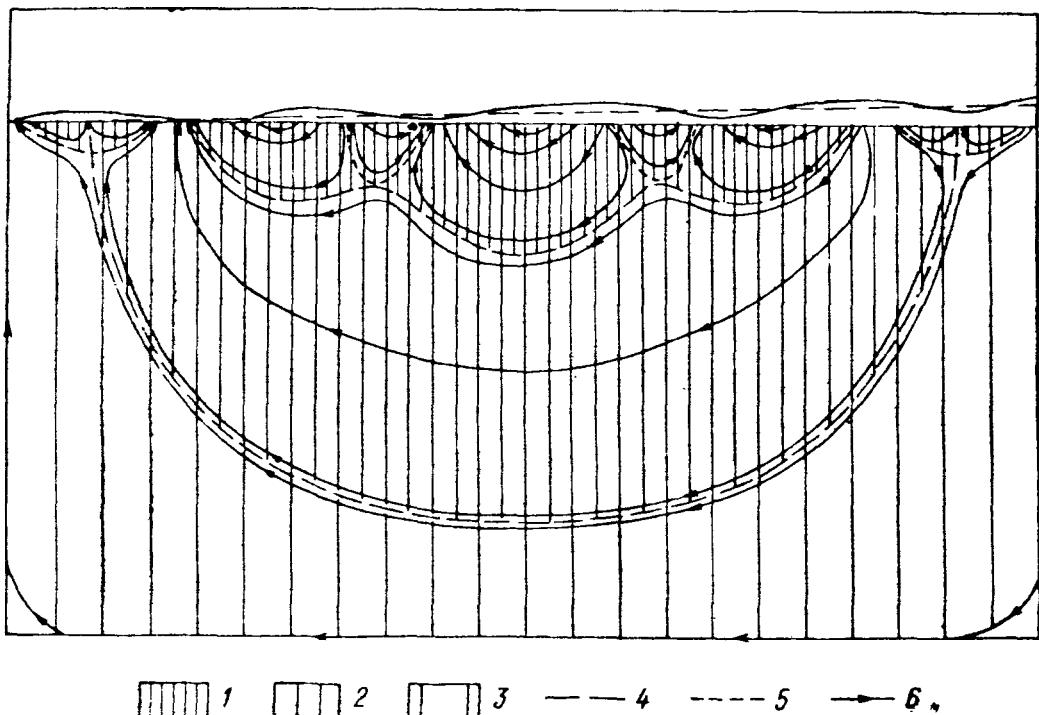


Рис. III.6. Схема зависимости поля скоростей фильтрации от рельефа местности для модели с однородной изотропной проницаемостью.

1 — область локальных систем течения подземных вод; 2 — область промежуточных систем течения подземных вод; 3 — область региональной системы течения подземных вод; 4 — границы между системами разных порядков; 5 — граница между системами течения одинаковых порядков; 6 — линии тока, по Тóтту (Tóth, 1962).



Рис. III.7. Фильтрационные потоки подземных вод в неоднородных по проницаемости породах, по Мейбуму [Meijboom, 1962].

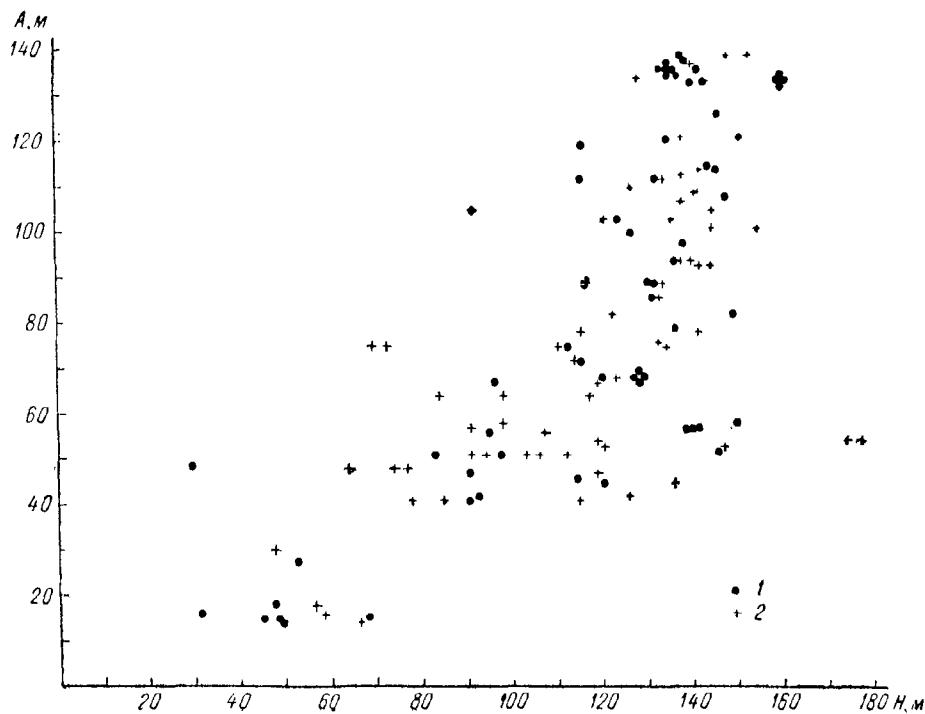


Рис. III.8. Соотношение аль-  
титуд скважин и абсолютных  
отметок приведенных уровней  
(Западная Сибирь).

1 — готерив-барремский водонос-  
ный комплекс; 2 — готерив-бар-  
ремский относительный водоупор.

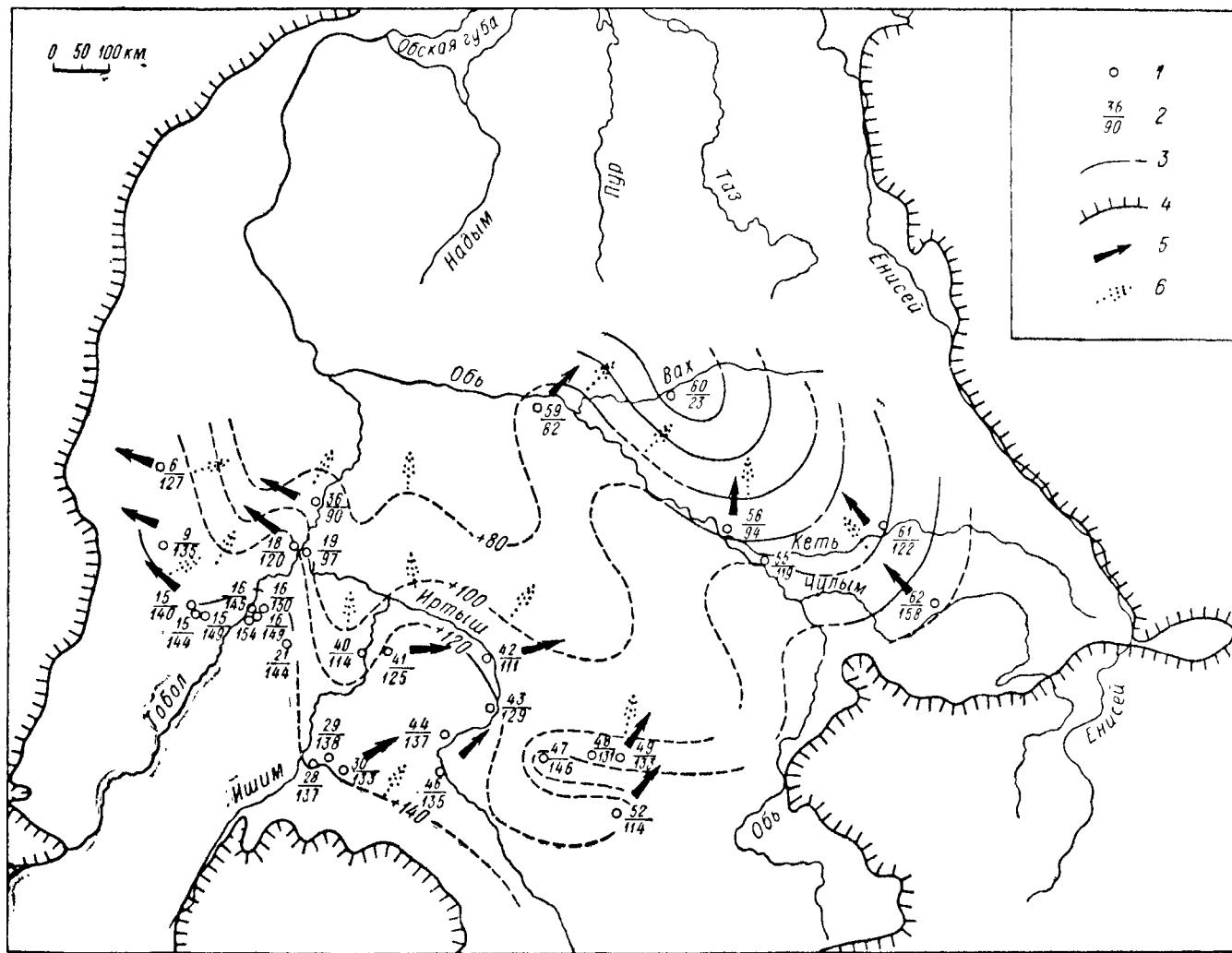


Рис. III.9. Схема направлений движения подземных вод. Готерив-барремский водоносный комплекс Западной Сибири (по Н. М. Кругликову).

1 — скважина или группа скважин; 2 — в числителе — номер точки, в знаменателе — абсолютная отметка приведенного уровня; 3 — изопьезы, установленные и предполагаемые; 4 — палеозойское обрамление низменности; 5 — направления горизонтальной составляющей силы фильтрации (по А. Е. Гуревичу); 6 — направление горизонтальной составляющей градиента приведенного уровня.

[1957], Г. М. Захарченко [1957], И. В. Гармонов с соавторами [1961], В. С. Ковалевский [1961], А. И. Коротков и В. С. Савинин [1965], И. Л. Дзилна и В. Я. Стапренс [1967], В. М. Шестопалов [1969], Г. П. Колесов [1965], Г. П. Колесов и Е. Л. Грейсер [1970] и др. Фактический материал, подтверждающий эту связь, приводится также в «Гидрогеологии СССР», т. II [1966], и т. III [1967].

Вполне естественно, что определяющая роль рельефа в движении подземных вод далеко не всегда выражена в совпадении форм пьезометрических поверхностей и рельефа местности. Изменение мощности и фильтрационных свойств водоносных горизонтов и водоупоров, межпластовые перетоки по зонам трещиноватости и дизъюнктивным нарушениям, блоковое строение горизонта за счет тектонических нарушений — все это будет усложнять распределение напоров, направлений и скоростей фильтрации. Например, график сопоставления альтитуд скважин и отметок приведенных уровней по нескольким водоносным комплексам Западной Сибири, составленный по данным работы [Торгованова и др., 1960], показывает, что в целом направления падения пьезометрической поверхности и рельефа местности совпадают (рис. III.8). В то же время на схеме движения подземных вод в III водоносном комплексе (рис. III.9) хорошо видно резкое локальное отклонение от этой зависимости в западной части территории, вызванное перетоком подземных вод по линии нарушения вдоль р. Тобол.

#### ТЕЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД, ВЫЗВАННОЕ НЕРАВНОВЕСНЫМ РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ПЛОТНОСТИ ВОДЫ

Такие течения обычно называются конвекцией. В зависимости от причин, вызывающих изменения плотности воды, можно различать тепловую и концентрационную конвекцию.

Из основного закона фильтрационного течения

$$-\nabla p + \bar{\rho} \bar{g} - \bar{\mu} \bar{K}^{-1} \bar{v} = \frac{1}{m} \bar{\rho} \frac{d\bar{v}}{dt}$$

следует, что для покоя жидкости (т. е. при  $\bar{v} = 0$ ) должно выполняться

$$\nabla p = \bar{\rho} \bar{g}, \quad (III.6)$$

или в проекциях на оси  $x$ ,  $y$ ,  $z$ ,

$$\frac{\partial p}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial p}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\bar{\rho} \bar{g}. \quad (III.7)$$

Нетрудно показать, что условие (III.7) выполняется лишь при условии

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} = \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial y} = 0, \quad (III.8)$$

т. е. плотность воды в любом горизонтальном направлении должна быть постоянна (считая  $\bar{g} = \text{const}$ ).

С. И. Смирнов [1970], по сути дела, возражает против этого общеизвестного положения гидромеханики. Он полагает, что  $\frac{\partial p}{\partial x} > 0$  есть необходимое, но не достаточное условие движения подземных вод, что  $\frac{\partial p}{\partial x}$  может быть компенсировано наклоном поверхностей равной плотности воды и что существует некоторое соотношение между наклоном «изобарических» и «изопикнических» поверхностей, которое обеспечивает равновесие жидкости при  $\frac{\partial p}{\partial x} \neq 0$  и  $\frac{\partial \rho}{\partial x} \neq 0$ . Поэтому он считает, что «на некоторой глубине... горизонтальное движение воды прекратится, хотя гидравлический уклон будет иметь конечную величину», и что в бассейнах подземных вод с переменной соленостью «движение будет иметь место, если величина гидравлического уклона превышает значение, необходимое для компенсации горизонтального градиента плотности воды». Более того, он даже вычисляет глубины «равновесия». Все эти выводы С. И. Смирнов получил, разлагая пластовое давление на векторные составляющие по горизонтали и вертикали, что неверно, поскольку давление в жидкости есть скаляр (что ясно хотя бы из закона Паскаля), и производя далее формально-математические выкладки, также лишенные физического смысла. Поэтому выводы С. И. Смирнова оказываются полностью безосновательными.

Условие (III.6) или (III.7) есть условие механического равновесия. Общеизвестно, что, если плотность жидкости не убывает книзу, т. е. если  $\frac{\partial \rho}{\partial z} \leq 0$ , то такое равновесие устойчиво. Если же  $\frac{\partial \rho}{\partial z} > 0$ , то это равновесие, вообще говоря, неустойчиво и малейшая флуктуация плотности может его нарушить, вызвав конвекцию. Для случая, когда изменение плотности воды с глубиной является результатом распределения температуры, условие возникновения конвекции правильнее записать, как

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} > \delta, \quad \delta \geq 0. \quad (\text{III.9})$$

Это вызвано тем, что тепловая конвекция начинается лишь при достижении градиентом температуры некоторого минимального значения  $\beta_{\min}$ , которому соответствует значение  $\frac{\partial \rho}{\partial z} = \delta$ . Строгим, теоретически полученным, условием возникновения конвекции однородной жидкости в свободном объеме в поле температур является [Ландау, Лифшиц, 1953]

$$\frac{dT}{dz} < -\frac{gT}{C_p V} \left( \frac{\partial V}{\partial T} \right)_p, \quad (\text{III.10})$$

где  $T$  — абсолютная температура,  $V$  — удельный объем жидкости;  $C_p$  — удельная теплоемкость жидкости при постоянном давлении. Смысл этого условия: конвекция возникает в том случае, когда какой-либо объем жидкости, если бы его перенести вверх на  $\Delta z$ , окажется легче, чем «вытесненный» им объем жидкости.

Минимальное значение градиента температуры, выше которого начинается тепловая конвекция, для пористой среды выше, чем для

жидкости в свободном объеме. Оно может быть найдено по формуле (Чудновский, 1954)

$$\beta_{\min} = \frac{4\pi^2 K_t \mu}{K g \rho_0 \beta_0 d_c^2}, \quad (\text{III.11})$$

где  $K_t$  — коэффициент температуропроводности жидкости;  $\rho_0$  — плотность жидкости при  $0^\circ \text{C}$ ;  $\beta_0$  — коэффициент объемного расширения жидкости;  $d_c$  — диаметр пор.

В природных условиях при нормальном геотермическом градиенте тепловая конвекция, по-видимому, не имеет места [Чудновский, 1954], развиваясь лишь в местах температурных аномалий с повышенными геотермическими градиентами. Устойчивое равновесие при градиентах температуры, меньших  $\beta_{\min}$ , может, вероятно, оказывать влияние на фильтрацию жидкости. Вопрос этот представляет интерес и нуждается в специальном рассмотрении.

Концентрационная конвекция происходит в случаях, когда воды с более высоким, за счет повышенной минерализации, удельным весом залегают выше вод с более низким удельным весом. Этот вид фильтрации подземных вод уже рассматривался в литературе [Валышко и др., 1965]. Концентрационная конвекция наиболее сильно должна проявляться для рассолов поверхностных водоемов, соров, солончаков, соленосных пород. Перетекание рассолов с поверхности соров подстилающие его песчаные породы и возникновение за счет этого источников с минерализацией до  $320 \text{ г/л}$  было установлено одним из авторов [Гуревич, 1969б]. Масштаб подобных перетоков практически полностью определяется проницаемостью пород, подстилающих поверхностный водоем или рассолоносную толщу.

При наличии соответствующей проницаемости в этих породах перетоку рассолов может препятствовать лишь восходящий поток вод с градиентом напора не меньшим, чем разность удельных весов рассола и восходящих вод, т. е. около  $0,2 \text{ м вод. ст./м}$  и более. Такие градиенты нередки в областях разгрузки и межпластовых перетоков подземных вод, поэтому в этих местах переток рассолов в нижележащие горизонты будет затруднен. При меньших градиентах напоров возможность концентрационной конвекции будет определяться лишь проницаемостью подстилающих водоупоров. Благоприятными для этого процесса являются фациальные неоднородности, например зоны опесчанивания глинистых пород и особенно зоны трещиноватости в карбонатных водоупорах. Переток рассолов предполагается, например (на основании изучения гидрохимических данных), М. И. Зайдельсоном [1969] и Г. А. Максимовичем с соавторами [1968] из пермских галогенных пород в подстилающие их карбонатные отложения верхнего карбона (а местами и вплоть до кыновских глин) в пределах востока Русской платформы. Выдержаные слои глин скорее всего будут полностью препятствовать опусканию рассолов. Более того, поскольку глины имеют свойства полупроницаемых мембран, наличие рассолов по одну сторону глин и менее концентрированных вод по другую будет вызывать осмотический поток молекул воды в сторону рассола.

Таким образом, наличие глинистых водоупорных толщ препятствует проявлению концентрационной конвекции подземных вод по всему разрезу осадочного чехла. В целом вопрос о масштабах проявления концентрационной конвекции в природной обстановке исследован еще мало и нуждается в дополнительном изучении.

Наконец, следует указать еще на один механизм возникновения или изменения движения подземных вод за счет распределения плотности воды. При наличии вертикальной гидрохимической зональности с увеличением плотности вод с глубиной смещение в плане наиболее погруженной части бассейна может вызвать ответное смещение таких подземных вод как «самоцентрирующейся системы» [Гуревич, 1969а].

### § III.3. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ЭЛИЗИОННОГО ТЕЧЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Факторы, вызывающие элизионное течение, более многочисленны, нежели факторы гравитационного течения, а изучение элизионных процессов более сложно из-за трудностей, возникающих при количественных оценках этих процессов. Поэтому элизионное течение мы рассмотрим несколько подробнее.

Можно указать следующие группы конкретных причин элизионного течения.

1. Изменение пористости пород за счет механического сжатия и растяжения и процессов физико-химического и минералогического преобразования.

2. Процессы появления (исчезновения) новых объектов воды за счет процессов дегидратации (гидратации) минералов.

3. Изменение температуры пород и подземных вод, с которым могут быть также связаны и фазовые переходы (замерзание, оттаивание).

4. Физико-химические преобразования жидкостей и газов, находящихся в поровом пространстве, идущие с изменением объема.

5. Изменения температуры и давления, связанные с перетоками свободного газа.

По-видимому, этот список можно было бы дополнить, однако вряд ли это существенно: первые три группы причин по своему значению и распространению явно превалируют над всеми остальными.

В механике грунтов и гидромеханике фильтрационные течения, вызванные сокращением порового пространства уплотняющихся (консолидирующихся) под нагрузкой пород, обычно называют консолидационными. Мы сохраним здесь это название, чтобы выделить элизионные течения, связанные с уплотнением пород, в самостоятельную группу, как наиболее широко распространенный тип элизионного течения.

Уплотнение пород, т. е. уменьшение их пористости, происходит под действием двух различных факторов и соответственно двумя различными путями. Один путь — это механическое уплотнение под действием приложенной внешней силы. Такой внешней силой

является либо вес вышележащих пород, либо тектоническое давление. Уплотнение породы при этом происходит только за счет механической перестройки взаиморасположения отдельных зерен породы, иногда дробления зерен, т. е. за счет их более плотной упаковки. С механического уплотнения начинается консолидация любой осадочной породы. Другой путь — уменьшение порового пространства за счет физико-химических процессов, главным образом отложения и переотложения минерального вещества. Эти процессы естественно называть физико-химическим уплотнением.

В природе процессы уплотнения пород развиты весьма широко. В то же время имеют место и процессы разуплотнения. При снятии нагрузки — прекращении действия тектонических сил, уменьшении геостатического давления за счет эрозии верхних слоев пород, — происходят упругое расширение материала скелета породы и за счет этого увеличение объема пор. Физико-химические процессы растворения и превращения минералов, такие как доломитизация известняков, гидрослюдизация монтмориллонита, увеличение количеств связанный воды на минеральных стенках пор при снижении температуры или падении минерализации поровых вод, также ведут к росту порового объема породы. Поэтому под консолидационным течением мы будем понимать элизионное течение, вызванное вообще изменением объема пор породы.

В природе процессы механического и физико-химического изменения пористости не только могут идти одновременно, но часто взаимосвязаны. Так, например, дегидратация монтмориллонита приводит к росту пористости, но и одновременно вызывает процесс механического уплотнения. Однако, как правило, время действия механических и физико-химических процессов не совпадает. Механическое изменение пористости происходит при прибавлении или уменьшении геостатической нагрузки или тектонических сил. В случае, когда мощность глинистых пород, залегающих между выдержаными водоносными горизонтами, не превышает десятков (первых сотен?) метров, есть все основания полагать, что механическое изменение пористости происходит практически лишь в период изменения нагрузки. Такое предположение базируется на том, что при природных ничтожных скоростях пригрузки во время осадконакопления изменение пористости имеет характер не фильтрационной, а вторичной консолидации, когда большую часть нагрузки принимает на себя скелет породы, а поровые давления весьма малы [Гуревич, 1969а]. При действии тектонических сил стабилизация деформации может наступать также достаточно быстро, поскольку время рассасывания повышений давления оказывается относительно небольшим [Гуревич, 1969а]. Поэтому для разрезов с умеренной мощностью глин и достаточно выдержаными водоносными горизонтами можно считать, что скорость механического изменения пористости пород практически полностью определяется скоростью изменения нагрузки, действующей на породу.

Физико-химические процессы изменения пористости значительно меньше зависят от скорости изменения нагрузки либо вообще от нее

не зависят. Эти процессы определяются комплексом термодинамических условий — давлением, температурой, химическим составом минералов, концентрацией различных компонентов в поровых водах, диффузной проницаемостью пород, интенсивностью фильтрации воды и т. д. При этом изменение пористости за счет физико-химических процессов также может стабилизироваться. Например, при погружении песчаников давления, развивающиеся на соприкасающихся острых краях зерен, постепенно возрастают и на некоторой глубине достигают критической величины, выше которой происходит растворение кремнезема с острых краев. При дальнейшем погружении и соответственно росте давления будет идти процесс растворения с соприкасающихся краев и переотложения этого материала в виде регенерационного цемента. Если погружение прекратится, то постепенно поверхности соприкосновения увеличатся за счет растворения до величины, при которой давления, передаваемые касающимися частями зерен снизятся до значений, равных или меньших критического, и процесс переотложения кремнезема и уменьшения пористости прекратится.

Привнос водами тех или иных компонентов может приводить к изменению пористости пород при постоянной нагрузке. Такими процессами могут быть окремнение, обизвесткование терригенных пород, окремнение и доломитизация известняков и т. д.

В целом можно указать, что если механическое изменение пористости зависит главным образом от достигнутой глубины погружения или от прилагавшихся тектонических усилий, то физико-химическое изменение пористости существенно зависит от времени проявления соответствующих процессов.

Существует и еще одно принципиальное отличие между механическим и физико-химическим изменением пористости. Механическое изменение объема пор происходит при неизменном объеме минерального скелета породы и поэтому обязательно выражается и в изменении мощности пластов, причем связь мощности и пористости пластов является взаимно однозначной. При физико-химическом изменении пористости такая связь может полностью отсутствовать. Весьма наглядными в этом отношении являются процессы доломитизации известняка и гидрослюдизации монтмориллонитовых глин. При этих процессах увеличение пористости породы может происходить при постоянной мощности и даже на фоне уменьшения мощности горизонта.

Соотношение механических и физико-химических процессов изменения пористости пород неодинаково в течение геологической истории осадка. Для молодых пластичных осадков преобладают процессы необратимого механического уплотнения. По мере литогенетических превращений осадка в нем развиваются конденсационные, кристаллические связи и цементация, роль механического изменения пористости уменьшается и растет значимость физико-химических процессов. Косвенно это означает, что с увеличением глубины залегания пород изменение их пористости, вообще говоря, перестает

быть тесно связанным с изменением мощности пород и может быть даже полностью независимым от него.

Оценка течения выжимающейся из консолидирующегося грунта воды вызывает существенные трудности даже для случаев уплотнения грунта в лабораторных условиях или под сооружениями. Существующие методы оценки оттока воды дают достаточно близкое соответствие расчетных и экспериментальных величин поровых давлений и скоростей фильтрации лишь в начальный период фильтрационной стадии консолидации после мгновенно приложенной пригрузки. Динамика процесса консолидации пород в природном залегании является еще более сложной проблемой, поскольку пористость пород не есть однозначная функция нагрузки\*. Сама нагрузка, уплотняющая породу, неизвестна точно по величине, так как складывается не только из веса вышележащих отложений, но и из тектонических сил, действие которых нередко носит импульсивный характер. Само уплотнение шло неравномерно во времени при изменяющихся температуре и минерализации воды. Кроме того, неизвестна начальная пористость пород, от которой весьма существенно зависит динамика уплотнения. Например, Г. Г. Бабалян [1970] экспериментально показал, что глины, имевшие первоначально пористость 88,76 и 64% под нагрузкой  $1200 \text{ кГ/см}^2$ , уплотнились до конечной пористости 4,10 и 12% соответственно, т. е. конечные пористости оказались распределены обратно к начальным.

Возможность приближенных оценок течения вод, отжимающихся из глин, появилась после того, как была установлена эмпирическая связь между пористостью пород и глубиной их залегания [Athy, 1930; Уэллер, 1961; Вассоевич, 1955, 1960; Стетюха, 1964]. Было определено, что эти зависимости имеют либо логарифмический

$$m = m_0 - a \ln bH,$$

либо экспоненциальный вид

$$m = m_0 e^{-CH},$$

где  $m$  — пористость породы на глубине  $H$ ;  $a$ ,  $b$  и  $C$  — числовые коэффициенты, определяемые обычно в результате статистической обработки фактического материала.

По этим формулам или соответствующим кривым исследователи стали определять, сколько воды было отжато за тот или иной период геологического времени при погружении пород на соответствующий отрезок глубины. Подобные расчеты, хотя авторы этого и не оговаривали в своих работах, автоматически означали, что при этом предполагается: 1) эта кривая считается аналогом компрессионной кривой,

2) соответствие пористости глубине достигается в геологическом масштабе времени мгновенно.

Некоторые авторы в известной степени абсолютизировали эти кривые, пользуясь ими для определения глубины, на которой пористость,

\* Этот вопрос уже рассматривался в работе А. Е. Гуревича [1969а].

данного конкретного образца являлась бы пористостью консолидационного равновесия [Hubbert, Rubey, 1959; Rubey, Hubbert, 1959].

Фактически эти кривые представляют собой некоторую усредненную, статистическую зависимость пористости данного класса пород от глубины. Разброс исходных данных, по которым определяются такие статистические зависимости, может быть существенным (рис. III.10). Это и понятно. Если мы берем образцы керна по одному

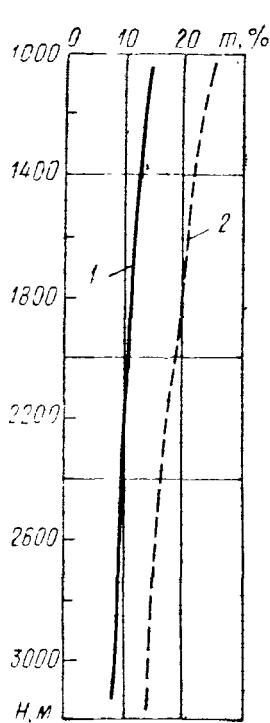


Рис. III.10. Кривые зависимости пористости от глубины.  
1 — минимальная пористость; 2 — средняя пористость (по С. Е. Чакабаеву и др.).

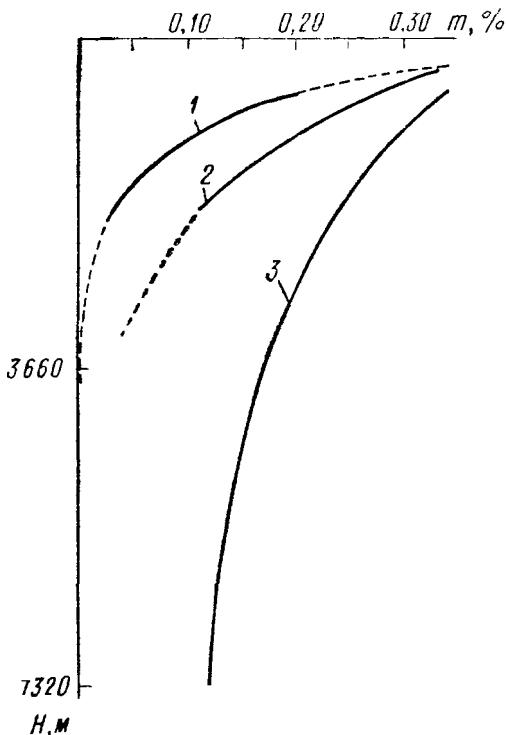


Рис. III.11. Кривые зависимости пористости от глубины.  
1 — Оклахома (по Эзи); 2 — Венесуэла (по Гедбергу);  
3 — Голф-Кост (по Дикинсону).

пласту с разных глубин, то они могут различаться за счет даже слабых фациальных изменений и за счет отбора из разных тонких прослоев. Если отбираются образцы одного литологического класса по разрезу, то они тем более не могут быть строго идентичны.

Характерно, что кривые, полученные для одних и тех же пород (глин), в разных районах оказываются разными (рис. III.11). Действительно, в зависимости от геологической истории региона уплотнение могло быть либо чисто механическим, либо в совокупности с физико-химическим, тектонические силы могли влиять на уплотнение в различной степени, разными могли быть температура, минерализация и состав вод и т. д.

Таким образом, оценки течения отжимаемых вод с помощью зависимостей пористости от глубины носят весьма приближенный характер. Поэтому стремление некоторых исследователей строить

детальные палеодинамические схемы с небольшим сечением изолиний напоров вряд ли оправдано, поскольку точность построений явно невысока.

Задача реконструкции поля скоростей в реальных осадочных толщах пород, неоднородных по своей пористости, неоднородных и анизотропных по пористости и проницаемости, наталкивается при решении в общем виде на непреодолимые трудности математического характера, на невозможность задать расчетные параметры с нужной точностью и детальностью. Поэтому приходится рассматривать отдельные стороны и случаи консолидационных течений, используя различные упрощенные подходы. Некоторые из возможных подходов осуществлены в последующем изложении.

#### § III.4. ПРОСТЕЙШИЕ КОНСОЛИДАЦИОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ

Как указывалось ранее, один из механизмов возникновения движения подземных вод связывают с консолидацией (уплотнением) осадочных горных пород под действием веса вышележащих отложений, мощность которых за счет осадконакопления растет во времени. Этот процесс во многом аналогичен явлению уплотнения грунта, рассматриваемому фильтрационной теорией консолидации. Вместе с тем он обладает и рядом отличительных свойств. Так, например, характерной особенностью является геологический масштаб времени его протекания, для которого непосредственное экспериментальное определение деформационных свойств горных пород — аналога компрессионной кривой для грунта — оказывается невозможным. Затруднено и определение начальных условий процесса — распределений давления или напоров в предшествующие геологические моменты времени. Более того, одна из основных задач исследования состоит именно в реставрации указанных распределений. Специфика строения осадочного чехла по сравнению с однородным (гомогенным) грунтом обусловлена его слоистостью, причем распределение пород по разрезу в предшествующие геологические времена является неизвестным и подлежит определению.

Перечисленные особенности процесса уплотнения горных пород не позволяют непосредственно воспользоваться известными принципами и методами фильтрационной теории консолидации. При исследовании интересующего нас процесса будем исходить из следующих предположений.

1. Пористость пород конкретного минералогического состава определяется только глубиной  $h$  их залегания

$$m_i = m_i(h), \quad (III.12)$$

где значения  $h$  отсчитываются по вертикали от поверхности напластования.

2. Материал скелета пород и фильтрующая жидкость являются несжимаемыми.

3. Погружение элементарных объемов горных пород в недра может происходить только в вертикальном направлении, т. е. вектор скорости погружения имеет вид

$$\bar{U} = U \bar{e}_h, \quad (\text{III.13})$$

где  $\bar{e}_h$  — единичный вектор оси  $h$ .

4. Жидкость невесома, а уровень грунтовых вод постоянно совпадает с дневной поверхностью.

Предположение 1, основанное на статистических данных анализа керна и определяющее автономность процессов уплотнения пород от процессов перемещения жидкости (консолидационных течений), является, конечно, приближенным. С достаточной точностью оно может отвечать действительности только при условии малости избыточных давлений в жидкости и при отсутствии в процессе образования осадочного чехла периодов сколько-либо существенной зорзии поверхности.

Предположение о невесомости жидкости, также отсутствующее в фильтрационной теории консолидации, носит характер чисто технического приема, позволяющего при аддитивности гравитационного и консолидационного течений без ограничения общности отвлечься от первого из них.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ПОГРУЖЕНИЯ ПОРОД НА ГЛУБИНУ ОТНОСИТЕЛЬНО ПОВЕРХНОСТИ НАПЛАСТОВАНИЯ

Введем параметры  $S_i$ , связанные со значениями пористости  $m_i$  пород равенством

$$S_i = 1 - m_i, \quad (\text{III.14})$$

и определяющие, таким образом, удельный объем материалов скелета этих пород. Назовем их коэффициентами сплошности сред. Условимся далее понимать под величинами  $\delta_i$  удельную мощность пород  $i$ -го состава в данной точке осадочного чехла (в элементарном объеме — малом по сравнению с размерами осадочной толщи). Введем также параметр  $\Delta_i$  — содержание материала скелета  $i$ -й породы в долях единицы в общем объеме материалов зерен всех пород в данной точке разреза.

Из определения параметров  $\delta_i$  и  $\Delta_i$  очевидно, что

$$\sum_{(i)} \delta_i = \sum_{(i)} \Delta_i = 1. \quad (\text{III.15})$$

Кроме того, нетрудно убедиться в справедливости соотношения

$$\Delta_i S_c = \delta_i S_i, \quad (\text{III.16})$$

где величина

$$S_c = \sum_{(i)} S_i \delta_i = \frac{1}{\sum_{(i)} \Delta_i / S_i} \quad (\text{III.17})$$

представляет собой осредненное значение коэффициента сплошности слоистой среды и связана с осредненным значением пористости  $m_c$  формулой вида (III.14).

Для вывода уравнений, описывающих процесс консолидации осадочного чехла, в силу предположения 3 достаточно рассмотреть элементарный вертикальный столбик горных пород, расположенный под некоторой точкой поверхности напластования. Предположим, что скорость осадконакопления  $U$ , в данной точке и функции  $m_i(h)$  известны. Будем, кроме того, считать, что величины  $\delta_i$ , а по (III.16), следовательно, и  $\Delta_i$  для рассматриваемого геологического момента времени также являются заданными функциями координат.

Из условия баланса материалов скелета пород нетрудно получить уравнение

$$\frac{\partial}{\partial h} (S_c U) + \frac{\partial S_c}{\partial t} = 0, \quad (\text{III.18})$$

где  $U$  — искомая скорость погружения элементарного объема породы, находящегося в данный момент времени на глубине  $h$ .

Условие постоянства величин  $\Delta_i$  в координатах, связанных с погружающимися пластами, записывается в виде

$$\frac{\partial \Delta_i}{\partial h} U + \frac{\partial \Delta_i}{\partial t} = 0 \quad (i = 1, 2, \dots). \quad (\text{III.19})$$

Преобразуя уравнение (III.18) с помощью второго равенства (III.17) и (III.19), получим

$$\frac{d}{dh} (S_c U) = U \sum_{(i)} \frac{\partial S_c}{\partial \Delta_i} \cdot \frac{d \Delta_i}{dh}. \quad (\text{III.20})$$

Если функцию  $S_c$  определить первым равенством (III.17), то уравнение (III.18) принимает вид

$$\frac{dU}{dh} + U \sum_{(i)} \frac{\delta_i}{S_i} \cdot \frac{dS_i}{dh} = 0, \quad (\text{III.20}')$$

интегрирование которого при граничном условии

$$U|_{h=0} = U_0$$

приводит к выражению

$$U = U_0 \exp \left( - \sum_{(i)} \int_0^h \frac{\delta_i}{S_i} \cdot \frac{dS_i}{dh} dh \right). \quad (\text{III.21})$$

Поскольку рассмотренный элементарный столбик пород произведен, то распределение скорости погружения пород на глубину по всему осадочному чехлу дается формулой

$$U = U_0(x, y) \exp \left( - \sum_{(i)} \int_0^h \frac{\delta_i(x, y, h)}{S_i(h)} \cdot \frac{dS_i}{dh} dh \right), \quad (\text{III.22})$$

при этом глубина залегания  $h$  связана с аппликатой  $z$  (при совпадении направлений обеих осей) соотношением

$$h = z - z_0(x, y), \quad (\text{III.23})$$

где  $z_0(x, y)$  — текущая аппликата поверхности напластования.

Рассмотрим выражение (III.22) для некоторых частных распределений пород по разрезу.

I. Весь разрез сложен породами одного минералогического состава, например глинами или песчаниками. В этом случае имеется лишь одно  $\delta_i$ , равное единице, и формула (III.22) преобразуется к виду

$$U(h) = U_0 \frac{S_{i0}}{S_i(h)}, \quad (\text{III.24})$$

где  $S_{i0}$  и  $S_i(h)$  — значения коэффициента сплошности породы соответственно на поверхности напластования и на глубине  $h$ .

Зависимость пористости пород от глубины залегания обычно аппроксимируют показательной функцией

$$m_i(h) = m_{i0} e^{-b_i h}, \quad (\text{III.25})$$

откуда, согласно (III.14), имеем

$$U(h) = U_0 \frac{1 - m_{i0}}{1 - m_{i0} e^{-b_i h}}. \quad (\text{III.26})$$

На рис. III.12 в координатах  $U(h)/U_0$ ,  $h$  приведены графики функций (III.26) для глин (кривая 1) и песчаников (кривая 2), причем принималось

$$m_{i0} = 0,4; \quad b_i = \frac{2}{3} \cdot 10^{-3} \text{ 1/m}; \quad m_{i0} = 0,3; \quad b_i = \frac{4}{15} \cdot 10^{-3} \text{ 1/m}.$$

(Экспоненциальный закон изменения пористости с данными значениями параметров  $m_{i0}$  и  $b_i$  для глин и песчаников будет использоваться и во всех последующих численных примерах.)

II. Осадочная толща сложена горизонтально залегающими пластами разных пород, расположение и мощности которых известны, т. е. для каждого диапазона глубин  $h_{n-1, n} \leq h \leq h_{n, n+1}$  ( $h_{n-1, n}$  и  $h_{n, n+1}$  — координаты плоскостей соприкосновения пластов с соответствующими номерами) одно  $\delta_i$  равно единице, а остальные — нулю. Можно показать, что в этом случае скорости погружения пластов на глубину определяются формулой

$$U(h) = U_0 \frac{S_0}{S(h)} \prod_{n=1}^{N-1} \frac{S_{n+1}(h_{n, n+1})}{S_n(h_{n, n+1})}. \quad (\text{III.27})$$

Здесь  $\prod_{n=1}^{N-1}$  — стандартный символ перемножения  $N - 1$  сомножителей, причем  $N - 1$  — это число пластов, лежащих выше слоя, для которого определяется скорость погружения.

Графики функций (III.27) для разрезов, сложенных чередующимися пластами песчаников и глин равной мощности, представлены на рис. (III.12) ломаными кривыми 3 и 4. Первая из них соответствует тому случаю, когда верхний пласт глинистый, вторая — обратному чередованию пластов.

III. Разрез сложен горизонтальными пластами пород различного минералогического состава, о распределении каждой из которых по глубине известно

лишь то, что оно достаточно равномерно. В данном случае — при независимости величин  $\delta_i$  от  $h$  — получим

$$U(h) = U_0 \prod_{(i)} \left[ \frac{S_{i,0}}{S_i(h)} \right]^{\delta_i}. \quad (\text{III.28})$$

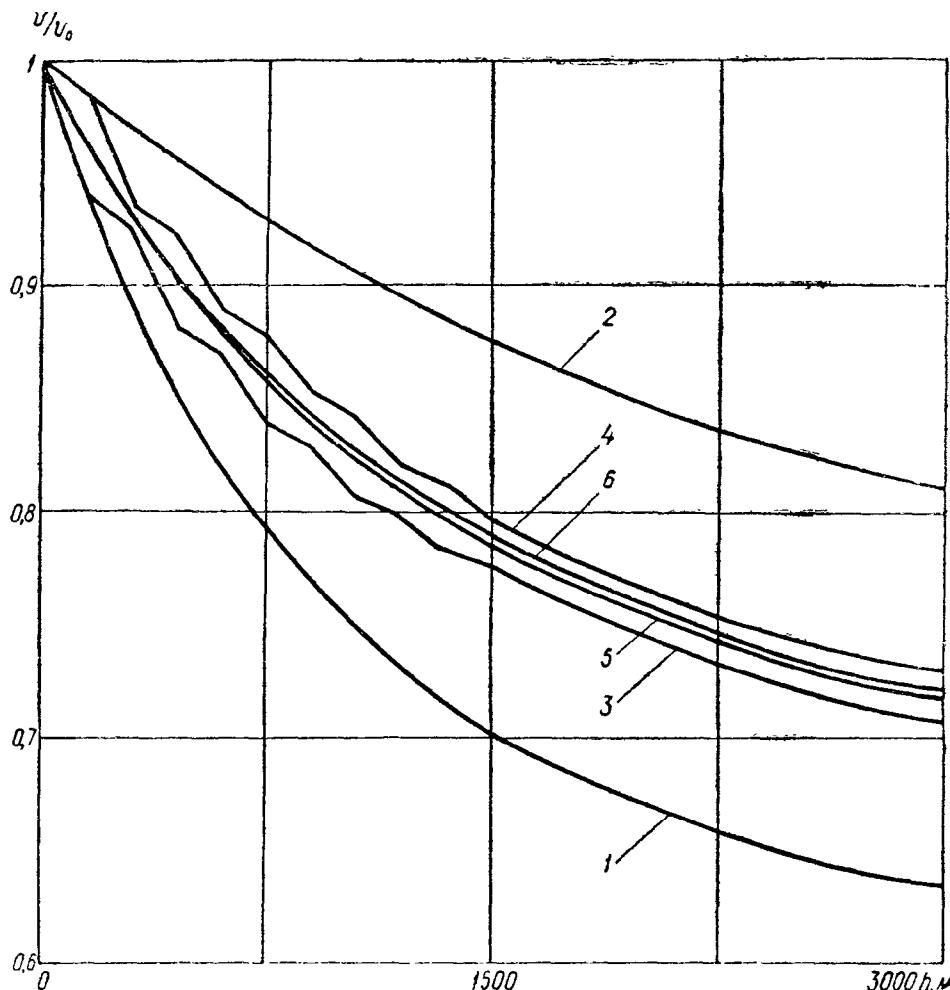


Рис. III.12. Профиль скорости погружения пород на глубину по разрезу осадочной толщи.

1 — однородная толща глин; 2 — однородная толща песчаников; 3 — осадочный чехол с переслаивающимися пластами глин и песчаников, верхний слой — глины; 4 — то же, верхний слой — песчаники; 5 — гомогенизованная модель осадочного чехла, сложенного пластами глин и песчаников равной мощности ( $\delta_g = \delta_p = \frac{1}{2}$ ); 6 — гомогенизованная модель осадочного чехла, образовавшегося в процессе осадконакопления с постоянным процентным содержанием глин и песчаников ( $\Delta_g = \frac{6}{13}$ ,  $\Delta_p = \frac{7}{13}$ ).

Заметим, что эта формула существенно проще выражения (III.27), поскольку число сомножителей в правой ее части определяется не числом пластов, как в (III.27), а количеством пород, слагающих исследуемый разрез. Так, например, при условии

$$\delta_g = \delta_p = 0,5,$$

аналогичном принятому в примере п. II условию о равных мощностях пластов песчаников и глин, найдем

$$U(h) = U_0 \sqrt{\frac{(1-m_{\Gamma 0})(1-m_{\Pi 0})}{(1-m_{\Gamma 0}e^{-b_{\Gamma}h})(1-m_{\Pi 0}e^{-b_{\Pi}h})}}. \quad (\text{III.28'})$$

Как видно из рис. III.12, кривая 5, соответствующая этой функции, являясь гладкой, проходит строго между ломанными кривыми 3 и 4. При малых мощностях пластов расхождение в определении функции  $U(h)$  с помощью соотношений (III.27) и (III.28) незначительное. Это указывает на целесообразность использования формулы (III.28) для вычисления скоростей погружения пород на глубину для тонкослоистых осадочных толщ, даже если строение их детально известно.

IV. Значения параметров  $\Delta_i$  не зависят от  $h$ . Как будет показано ниже, данное условие отвечает осадочному чехлу, образовавшемуся в результате процесса осадконакопления с постоянным во времени процентным содержанием пород различного минералогического состава. В этом случае, как это лучше всего видно непосредственно из уравнения (III.20), получаем

$$U(h) = U_0 \frac{S_{c0}}{S_c(h)}, \quad (\text{III.29})$$

где коэффициент сплошности  $S_c$  слоистой среды определяется второй формулой (III.17).

Кривая 6 на рис. III.12 отвечает песчано-глинистой осадочной толще при  $\Delta_{\Gamma} = \frac{6}{13}$  и  $\Delta_{\Pi} = \frac{7}{13}$ . Указанные значения параметров  $\Delta_{\Gamma}$  и  $\Delta_{\Pi}$  были выбраны с таким расчетом, чтобы на поверхности напластования они согласовывались (см. формулу (III.16)) с величинами  $\delta_{\Gamma} = \delta_{\Pi} = 0,5$ , принятыми в п. III, т. е. чтобы в верхней зоне осадочных чехлов отношения удельных мощностей глинистых пластов и песчаников было одинаковым.

При сравнении кривых 5 и 6 видно, что они достаточно близки и поэтому условия пунктов III и IV приводят к малому расхождению при отыскании скоростей погружения пород на глубину, если, конечно, эти условия взаимно согласованы.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЕЙ СКОРОСТИ КОНСОЛИДАЦИОННОГО ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Из условия баланса вещества — жидкости и материала зерен пород — следует, что

$$\operatorname{div}(\bar{w} + S\bar{U}) = 0. \quad (\text{III.30})$$

Вектор расходной скорости движения жидкости  $\bar{w}$  может быть записан в виде суммы двух слагаемых

$$\bar{w} = \bar{v} + m\bar{U}, \quad (\text{III.31})$$

где  $\bar{v}$  — расходная скорость фильтрации жидкости через неподвижную среду; а  $m\bar{U}$  — расходная скорость, определяемая погружением водонасыщенных пород на глубину относительно поверхности напластования.

Подстановка (III.31) в (III.30) дает

$$\operatorname{div}(\bar{v} + \bar{U}) = 0. \quad (\text{III.32})$$

Выберем в качестве закона фильтрации закон Дарси

$$\bar{v} = -\frac{k}{\mu} \operatorname{grad} p, \quad (\text{III.33})$$

где  $k$  — проницаемость среды;  $\mu$  — вязкость жидкости;  $p$  — избыточное давление, которое вследствие предположения о невесомости жидкости совпадает с абсолютным.

Подставляя выражения (III.33) и (III.13) в (III.32), получаем уравнение консолидационного движения жидкости

$$\operatorname{div} \left( \frac{k}{\mu} \operatorname{grad} p \right) = \frac{\partial U}{\partial h}. \quad (\text{III.34})$$

Заметим, что частные производные от  $U$  по  $h$  и  $z$  в силу соотношения (III.23) равны между собой.

Если величины  $k$  и  $\mu$  являются постоянными, то уравнение (III.34) преобразуется в линейное уравнение Пуассона

$$\Delta p = \frac{\mu}{k} \cdot \frac{\partial U}{\partial h}. \quad (\text{III.34}')$$

Границными условиями для исследуемого процесса служат условия постоянства давления на поверхности напластования (без ограничения общности его можно считать нулевым)

$$p|_{z=z_0(x, y)} = 0 \quad (\text{III.35})$$

и условие непроницаемости фундамента

$$\frac{\partial p}{\partial n} \Big|_{z=z_\phi(x, y)} = 0, \quad (\text{III.36})$$

где  $n$  — нормаль к поверхности  $z = z_\phi(x, y)$ .

В тех случаях, когда проницаемость  $k$  не является непрерывной функцией, а, например, терпит разрыв на поверхности  $S_n, n+1$  прикосновения смежных пластов, к условиям (III.35) и (III.36) должны быть присоединены условия сопряжения на этих поверхностях.

$$p_n = p_{n+1}; \quad k_n \frac{\partial p_n}{\partial n} = k_{n+1} \frac{\partial p_{n+1}}{\partial n}. \quad (\text{III.37})$$

Уравнение (III.34) совместно с (III.22) и условиями (III.35) — (III.37), принципиально говоря, позволяет находить распределения давлений, а по (III.33) и поля фильтрационных скоростей в осадочных чехлах произвольного строения. Однако решение краевых задач вида (III.34) — (III.37) даже численными методами с применением ЭВМ для реальных осадочных толщ с детально заданной структурой является весьма трудоемким. К тому же первоочередной целью исследования является не нахождение подобных решений, а выяснение основных закономерностей консолидационного движения грунтовых вод без излишней детализации условий залегания отдельных пластов. В этой связи большой интерес приобретают аналитические решения задач для осадочных толщ, хотя бы простейшего, схематического строения.

В случае одномерного (вертикального) движения подземных вод аналитическое решение удается получить непосредственным интегрированием уравнения (III.32)

$$\frac{dv}{dh} = - \frac{dU}{dh} \quad (\text{III.37}')$$

с граничным условием

$$v|_{h=h_\Phi} = 0. \quad (\text{III.38})$$

Подобным способом найдем выражение для скорости фильтрации  $v$

$$v(h) = U(h_\Phi) - U(h). \quad (\text{III.39})$$

Отсюда с учетом (III.31) для суммарной скорости консолидационного движения жидкости получаем

$$w(h) = U(h_\Phi) - S(h)U(h). \quad (\text{III.40})$$

Нетрудно убедиться, что в рассматриваемом случае строго вертикального перемещения жидкости расходные скорости  $v$  и  $w$  подчиняются соотношениям

$$v \leq 0; \quad w \geq 0,$$

т. е. при вертикальном консолидационном движении жидкость перемещается из нижних пластов в верхние, однако за счет погружения самих пластов на глубину скорость ее перемещения относительно поверхности напластования направлена вниз.

Задаваясь законом фильтрации в форме (III.31), из (III.39) и (III.35) легко находим и профиль распределения давления по разрезу

$$p = \mu \left[ \int_0^h \frac{U(h)}{k(h)} dh - U(h_\Phi) \int_0^h \frac{dh}{k(h)} \right]. \quad (\text{III.41})$$

В выражениях (III.39), (III.40) и (III.41), полностью описывавших картину вертикального консолидационного движения подземных вод, функции  $U(h)$  и  $U(h_\Phi)$  определяются в общем случае формулой (III.21). В частности, для однородной толщи при независимом от глубины коэффициенте проницаемости и законе (III.26) изменения пористости получим

$$v(h) = U_0(1 - m_{i0}) \left[ \frac{1}{1 - m_{i0}e^{-b_i h_\Phi}} - \frac{1}{1 - m_{i0}e^{-b_i h}} \right]; \quad (\text{III.39}')$$

$$w(h) = U_0(1 - m_{i0}) \left[ \frac{1}{1 - m_{i0}e^{-b_i h_\Phi}} - 1 \right] = \text{const}; \quad (\text{III.40}')$$

$$p(h) = U_0(1 - m_{i0}) \frac{\mu}{k} \left[ \frac{1}{b_i} \ln \frac{1 - m_{i0}e^{-b_i h}}{1 - m_{i0}} - \frac{m_{i0}e^{-b_i h_\Phi}}{1 - m_{i0}e^{-b_i h_\Phi}} h \right]. \quad (\text{III.41}')$$

Расчеты по формуле (III.41') для однородной глинистой толщи мощностью 3 км дают, например, следующие результаты. При вязкости подземных вод 1 спз, проницаемости глин  $10^{-7}$  дарси и скорости осадконакопления  $10^{-3}$  см/год избыточное давление на глубине 3 км составит 10 ат.

Строго вертикальное движение жидкости является, конечно, лишь частным видом консолидационного течения, реализуемом при условии независимости скорости осадконакопления и граничных условий от горизонтальных координат  $x$  и  $y$ . При непостоянстве же темпа осадконакопления по поверхности, а также при неравномерном распределении по горизонтали слагающих разрез пород, при переменной мощности осадочного чехла или наклонном залегании пластов вектор расходной скорости будет иметь и горизонтальную составляющую.

Исследуем консолидационное движение жидкости в последнем из перечисленных случаев. Пусть осадочная толща мощности  $h_\phi$  сложена тонкими параллельными пластами, залегающими под углом  $\phi$  к горизонтальной внешней поверхности  $h = 0$  (рис. III.13), темп осадконакопления  $U_0$  на которой постоянен. Предположим, что распределение пластов каждой из пород по глубине достаточно равномерно, т. е. параметры  $\delta_i$  не зависят от координат.

Как известно, тонкослоистая среда в фильтрационном смысле может быть приближенно заменена анизотропной средой, для которой главные значения тензора проницаемости определяются соотношениями

$$k_I = \frac{1}{\sum_{(i)} \delta_i / k_i}; \quad k_{II} = \sum_{(i)} \delta_i k_i, \quad (III.42)$$

причем первое из них отвечает направлению поперек напластования, а второе — вдоль.

В координатах  $x$ ,  $h$  составляющие вектора расходной скорости фильтрации, как нетрудно убедиться, даются формулами

$$\left. \begin{aligned} v_h &= -\frac{1}{\mu} \left[ (k_I \cos^2 \phi + k_{II} \sin^2 \phi) \frac{\partial p}{\partial h} - \right. \\ &\quad \left. - (k_{II} - k_I) \sin \phi \cos \phi \frac{\partial p}{\partial x} \right]; \\ v_x &= -\frac{1}{\mu} \left[ (k_I \sin^2 \phi + k_{II} \cos^2 \phi) \frac{\partial p}{\partial x} - \right. \\ &\quad \left. - (k_{II} - k_I) \sin \phi \cos \phi \frac{\partial p}{\partial h} \right]. \end{aligned} \right\} \quad (III.43)$$

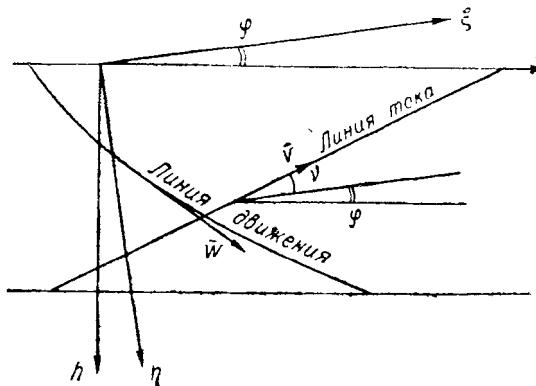


Рис. III.13. Схема движения подземных вод в осадочном чехле с наклонно залегающими тонкими пластами двух пород при равномерном распределении каждой из них по разрезу.

Однако поскольку в рассматриваемой задаче функция  $U$ , определяемая равенством (III.28), и граничные условия

$$p|_{h=0} = 0; \quad v_{h/h=h_\Phi} = 0$$

не зависят от горизонтальной координаты  $x$ , то все производные по  $x$  равны нулю. Отсюда получаем следующую постановку задачи

$$\frac{d}{dh} \left[ (k_I \cos^2 \varphi + k_{II} \sin^2 \varphi) \frac{dp}{dh} \right] = \mu \frac{dU}{dh}; \quad (III.44)$$

$$p|_{h=0} = 0; \quad \frac{dp}{dh} \Big|_{h=h_\Phi} = 0. \quad (III.45)$$

Интегрируя уравнение (III.44) с граничными условиями (III.45), находим распределение давления по вертикали

$$p = \mu \int_0^h \frac{U(h) dh}{k_I(h) \cos^2 \varphi + k_{II}(h) \sin^2 \varphi} - \frac{\mu U(h_\Phi) h}{k_I(h_\Phi) \cos^2 \varphi + k_{II}(h_\Phi) \sin^2 \varphi}. \quad (III.46)$$

Подстановкой выражения (III.46) в (III.43) с учетом (III.31) и (III.23) найдем составляющие скоростей  $v$  и  $w$  в координатах  $x$ ,  $h$

$$\left. \begin{aligned} v_h(h) &= U(h_\Phi) - U(h); \quad w_h(h) = U(h_\Phi) - S_c(h) U(h); \\ v_x(h) &= w_x(h) = \frac{(k_{II} - k_I) \sin \varphi \cos \varphi}{k_I \cos^2 \varphi + k_{II} \sin^2 \varphi} [U(h) - U(h_\Phi)]. \end{aligned} \right\} (III.47)$$

Небезынтересно определить также составляющие фильтрационной скорости  $v$  в координатах  $\xi$ ,  $\eta$ , т. е. вдоль и поперек напластования. Найдем

$$\left. \begin{aligned} v_\eta &= v_h \cos \varphi + v_x \sin \varphi = - \frac{k_I \cos \varphi}{k_I \cos^2 \varphi + k_{II} \sin^2 \varphi} [U(h) - U(h_\Phi)]; \\ v_\xi &= -v_h \sin \varphi + v_x \cos \varphi = \frac{k_{II} \sin \varphi}{k_I \cos^2 \varphi + k_{II} \sin^2 \varphi} [U(h) - U(h_\Phi)]. \end{aligned} \right\} (III.48)$$

Обозначим через  $v$  угол отклонения фильтрационного потока от линии падения пластов, причем за положительное направление отсчета возьмем, как и для угла  $\varphi$ , направление против часовой стрелки. Тогда имеем

$$\operatorname{tg} v = - \frac{v_\eta}{v_\xi} = \frac{k_I}{k_{II}} \operatorname{ctg} \varphi = \frac{\operatorname{ctg} \varphi}{\sum_{(i)} \delta_i k_i \sum_{(i)} \delta_i / k_i}. \quad (III.48')$$

Для разреза, сложенного, например, пластами двух различных пород с равными удельными мощностями  $\delta_1 = \delta_2 = 0,5$  и наклонен-

ными к горизонтальной поверхности осадконакопления под углом  $\varphi = 1^\circ$ , зависимость  $v = v(k_1/k_2)$  имеет следующий вид:

$k_1/k_2$	1	10	$10^2$	$10^3$	$10^4$	$10^5$
$v$	$89^\circ$	$87^\circ$	$66^\circ$	$13^\circ$	$1^\circ 19'$	$0^\circ 8'$

Введем для консолидационного движения жидкости понятия линий тока и линий движения. Под ними условимся понимать кривые, касательные к которым в каждой точке совпадают с направлениями соответственно векторов  $v$  и  $w$  (см. рис. III.13) для рассматриваемого момента времени. Можно показать (для линий тока это непосредственно следует из соотношения (III.44)), что их конфигурация не зависит от величины  $U_0$ , т. е. инвариантна относительно темпа осадконакопления. В рассмотренной задаче линии движения в отличие от линий тока будут иметь искривленную форму.

#### РЕСТАВРАЦИЯ КОНСОЛИДАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ДЛЯ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ВРЕМЕН

Уравнения (III.20) и (III.34), как это было проиллюстрировано выше на конкретных примерах, дают возможность выяснить картину консолидационных течений в осадочных чехлах различного, но заданного строения. Вместе с тем наибольший практический интерес для нефтяной геологии представляют вопросы реставрации процессов перемещения жидкости в предшествующие геологические времена. При этом, естественно, строение реально существующих осадочных толщ в прошлом не известно и может считаться заданным лишь для настоящего геологического момента времени. В данном случае число неизвестных в уравнении (III.20) возрастает за счет функций  $\Delta_i$ ; и скорость  $U$  погружения пород на глубину не удается определить непосредственно из решения этого уравнения. Однако если к (III.20) присоединить уравнения (III.19), то получающаяся система оказывается замкнутой.

Условимся отсчет времени производить в отрицательном направлении, тогда указанная система переписывается в виде

$$\frac{\partial}{\partial h} (US_c) + \sum_{(i)} \frac{\partial S_c}{\partial \Delta_i} \cdot \frac{\partial \Delta_i}{\partial \vartheta} = 0 \quad \left( S_c = \frac{1}{\sum_{(i)} \Delta_i / S_i} \right);$$

$$\frac{\partial \Delta_i}{\partial h} U - \frac{\partial \Delta_i}{\partial \vartheta} = 0 \quad (i = 1, 2 \dots). \quad (III.50)$$

Замена переменной  $t$  на  $\vartheta = -t$  удобна в том отношении, что позволяет как бы повернуть исследуемый процесс вспять и рассматривать фактически конечное состояние (в настоящее время) как

исходное. Таким образом, начальными условиями для системы (III.50) будут

$$\Delta_i|_{\vartheta=0} = f_i(x, y, h) \quad (i = 1, 2, \dots), \quad (\text{III.51})$$

при этом, конечно, функции  $\Delta_i$  как в (III.50), так и в (III.51) подчиняются соотношению (III.15).

Границным условием для системы (III.50) служит задание скорости погружения на некоторой поверхности, например поверхности осадконакопления

$$U|_{h=0} = U_0(x, y, \vartheta). \quad (\text{III.52})$$

Решение краевой задачи (III.50)–(III.52) позволяет найти функции  $U(x, y, h, \vartheta)$  и  $\Delta_i(x, y, h, \vartheta)$ , входящие в уравнение (III.34). (Последняя из них определяет в силу (III.42) и с учетом (III.16) главные значения тензора проницаемости.) Для отыскания поля расходных скоростей перемещения жидкости в текущий момент времени  $\vartheta$  на основе решения уравнения (III.34) необходимо, кроме того, получить уравнение поверхности напластования и фундамента для указанного момента, чтобы определить область интегрирования и установить связь

$$h = z - z_0(x, y, \vartheta) \quad (\text{III.53})$$

между глубиной залегания  $h$  и аппликатой  $z$ .

Если выбрать декартовы координаты с началом в некоторой точке поверхности осадконакопления и перемещающиеся вместе с ней в вертикальном направлении, то искомые уравнения, в чем нетрудно убедиться, будут иметь вид

$$\begin{aligned} z_0(x, y, \vartheta) = & z_0(x, y, 0) - h_\Phi(x, y, \vartheta) + h_\Phi(x, y, 0) + \\ & + h_\Phi(0, 0, \vartheta) - h_\Phi(0, 0, 0); \end{aligned} \quad (\text{III.54})$$

$$\begin{aligned} z_\Phi(x, y, \vartheta) = & z_0(x, y, 0) + h_\Phi(x, y, 0) + \\ & + h_\Phi(0, 0, \vartheta) - h_\Phi(0, 0, 0), \end{aligned}$$

где глубина залегания фундамента  $h_\Phi(x, y, \vartheta)$  находится по заданному начальному условию  $h_\Phi(x, y, 0)$  из уравнения

$$\frac{\partial h_\Phi}{\partial \vartheta} = -U(x, y, h_\Phi, \vartheta). \quad (\text{III.55})$$

Отметим, что выражения (III.54) отвечают случаю недеформируемого фундамента. При наличии тектонических движений к правым частям этих равенств должно быть добавлено слагаемое  $\int_0^{\vartheta} [\Phi(x, y, \vartheta) - \Phi(0, 0, \vartheta)] d\vartheta$ , в котором  $\Phi(x, y, \vartheta)$  — скорость подъема фундамента в точке с координатами  $x, y$  относительно некоторой фиксированной поверхности.

Рассмотрим простейшую задачу реставрации консолидационных процессов. Пусть имеется осадочный чехол, сложенный горизонтально залегающими пластами, причем параметры  $\Delta_i$  для слагающих разрез пород имеют одни и те же значения по всей толще, т. е.

$$\Delta_i|_{\vartheta=0} = c_i \quad (i = 1, 2, \dots). \quad (\text{III.56})$$

Кроме того, будем считать известным, что при образовании осадочной толщи ее мощность постоянно сохраняла равное значение по всей протяженности, а фундамент не претерпевал тектонических деформаций.

Попытаемся вначале определить скорости погружения пород на глубину и строение осадочного чехла для предшествующих геологических времен. Нетрудно убедиться в том, что второе уравнение (III.50) при условии (III.56) имеет решение

$$\Delta_i(x, y, h, \vartheta) = c_i \quad (i = 1, 2, \dots), \quad (\text{III.57})$$

независимое от вида функции  $U$ . Таким образом, в пределах меняющейся мощности разреза распределение пород по глубине во все предшествующие времена совпадало с их распределением в настоящее время.

В силу равенства (III.57) упрощается и первое уравнение (III.50)

$$\frac{d}{dh}(US_c) = 0; \quad S_c = \frac{1}{\sum_{(i)} c_i / S_i(h)}, \quad (\text{III.50}')$$

откуда находим, что

$$U(h, \vartheta) S_c(h) = U_0(\vartheta) S_{c0} = U(h_\phi, \vartheta) S_c(h_\phi). \quad (\text{III.58})$$

Первое из этих равенств позволяет установить скорость погружения в предшествующие времена при условии задания граничного условия вида (III.52), второе — в случае задания скорости погружения фундамента либо (с точностью до обозначений) при задании скорости погружения на глубину некоторого фиксированного пласта.

Для произвольного момента времени  $\vartheta$  найдем значения удельных мощностей пород на поверхности осадконакопления. Из соотношений (III.16), (III.17) и (III.57) получим, что величина

$$\delta_i |_{h=0} = \frac{c_i}{S_{i0} \sum_{(i)} c_i / S_{i0}} \quad (\text{III.59})$$

не зависит от времени. Отсюда следует, что условие (III.56) отвечает процессу формирования осадочной толщи при постоянном во времени процентном содержании всех слагающих его пород.

Перейдем теперь к вопросам реставрации процессов перемещения подземных вод. Попытаемся, например, получить соотношения для определения расхода вод, прошедших через единицу поверхности некоторого пласта за период его погружения с глубины  $h(\vartheta)$  до глубины  $h(0)$ . Поскольку уравнения консолидационного движения жидкости, полученные в п. 2, в равной мере справедливы для любого фиксированного момента времени, то, согласно (III.39), находим величину расхода жидкости

$$Q = \int_0^{\vartheta} |v| d\vartheta = \int_0^{\vartheta} \left[ \frac{dh_\phi}{d\vartheta} - \frac{dh}{d\vartheta} \right] d\vartheta = h_\phi(\vartheta) - h_\phi(0) - h(\vartheta) + h(0). \quad (\text{III.60})$$

Из соотношения (III.58) можно получить дифференциальное уравнение для отыскания текущей глубины фундамента  $h_\Phi(\vartheta)$  в зависимости от погружения конкретного пласта

$$\frac{dh_\Phi}{dh} = \frac{U_\Phi}{U} = \frac{1 - m_c(h)}{1 - m_c(h_\Phi)}. \quad (\text{III.61})$$

Интегрирование (III.61) дает

$$\int_{h_\Phi(0)}^{h_\Phi(\vartheta)} [1 - m_c(\xi)] d\xi = \int_{h(0)}^{h(\vartheta)} [1 - m_c(\xi)] d\xi. \quad (\text{III.62})$$

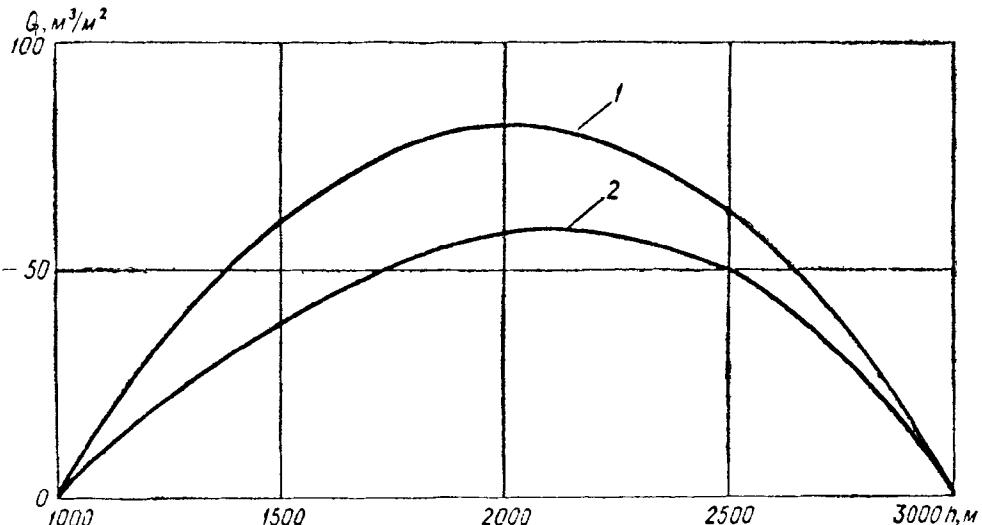


Рис. III.14. Фильтрационный расход подземных вод, прошедших через единицу поверхности пластов за период их погружения с глубины 1000 м до глубины  $h$ . (Мощность осадочной толщи в настоящее время — 3000 м).

1 — однородная толща глин; 2 — однородная толща песчаников.

Выражения (III.60) и (III.62), определяющие значение расхода подземных вод через погружающийся на глубину конкретный пласт, имеют простой физический смысл. Действительно, равенство (III.58) показывает, что данный расход равен изменению (при погружении) мощности осадочной толщи между рассматриваемым пластом и фундаментом, поскольку по (III.62) объем материалов скелета пород между ними сохраняет постоянное значение.

На рис. III.14 в координатах  $Q$ ,  $h = h(0)$  приведены графики зависимостей фильтрационного расхода вод для однородных толщ глин и песчаников мощностью  $h_\Phi(0) = 3000$  м. При этом объем жидкости, прошедшей через отдельные пласты, подсчитывался в кубометрах на квадратный метр поверхности пластов за период их погружения с отметки  $h(\vartheta) = 1000$  м до глубины  $h(0)$  — в настоящий геологический момент времени.

Если считать движение жидкости послойно-поршневым, т. е. определить истинные скорости движения жидких частиц через расходные по формуле

$$W = \frac{w}{m_c}, \quad (III.63)$$

то для настоящего геологического момента времени удается определить также взаимное расположение конкретных пластов и содержащихся в них в прошлом подземных вод. Для примера установим

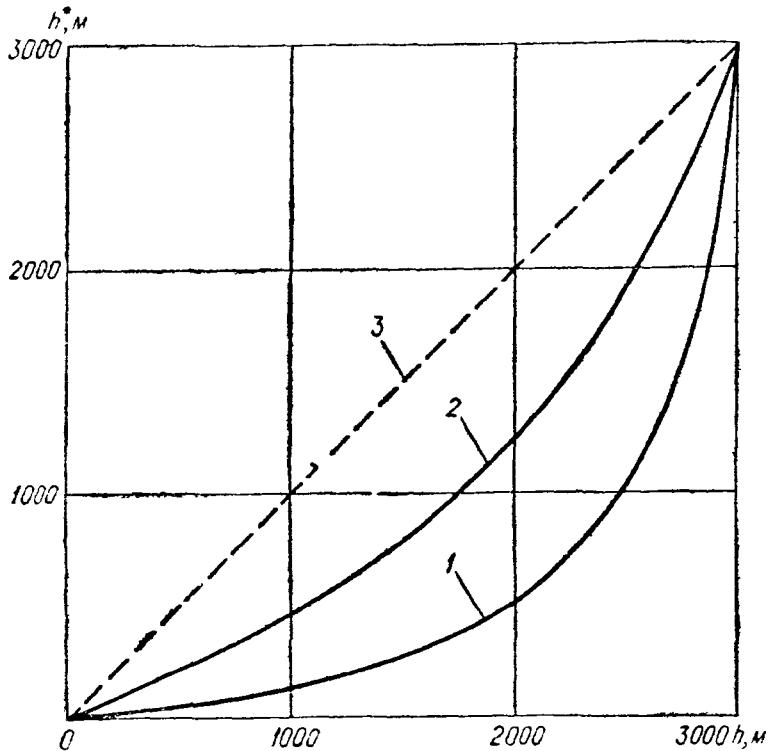


Рис. III.15. Взаимное расположение в настоящее время пластов и отложенных с ними вод. (Мощность осадочной толщи в настоящее время — 3000 м).

1 — однородная толща глин; 2 — однородная толща песчаников; 3 — толща недеформируемой среды.

местонахождение тех подземных вод, которые отложились с пластом, залегающим в данное время на глубине  $h$ . С этой целью из соотношений (III.63) и (III.40) найдем

$$\frac{dh^*}{dh_\Phi} = \frac{W(h^*)}{W(h_\Phi)} = \frac{m(h_\Phi)}{m(h^*)}, \quad (III.64)$$

где  $h^*$  — текущая координата некоторого слоя подземных вод.

Интегрируя (III.64), получаем равенство

$$\int_0^{h^*(0)} m_c(\xi) d\xi = \int_{h_\Phi(0)}^{h_\Phi(0)} m_c(\xi) d\xi, \quad (III.65)$$

совместно с (III.62) параметрически определяющее исковую функцию  $h^* = h^*(h)$ . Для однородных толщ песчаников и глин, мощностью  $h_\phi(0) = 3000 \text{ м}$ , результаты вычислений даны на рис. III.15. Для сравнения на том же рисунке приведен график зависимостей  $h^*(h)$  для гипотетической среды, не уплотняющейся с глубиной. Анализ кривых показывает существенные отличия перемещений пластов от перемещений отложенных с ними вод не только для глин, но и для однородных толщ песчаников. Так, например, для глинистого осадочного чехла пласту, расположенному на глубине  $h = 2000 \text{ м}$ , соответствуют подземные воды, находящиеся в настоящее время на отметке глубин  $h^* = 520 \text{ м}$ ; для песчаников при  $h = 2000 \text{ м}$   $h^* = 1240 \text{ м}$ , в то время как для недеформируемой среды координаты пластов и отложенных с ними вод будут, естественно, совпадать:  $h = h^* = 2000 \text{ м}$ .

Следует отметить, что определение (III.63) «истинных» скоростей движения жидких частиц не учитывает, во-первых, вариации скоростей перемещения частиц жидкости в зависимости от неоднородности диаметров поровых каналов и, во-вторых, наличия профилей скорости фильтрации внутри отдельных пор. Поэтому полученные результаты, хотя и являются полезными для оценки взаимных перемещений пластов и жидкости, носят достаточно условный характер.

## § III.5. ЭЛИЗИОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

### ЭЛИЗИОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ ЗА СЧЕТ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОВОГО ОБЪЕМА ПОРОД

Выше были рассмотрены некоторые черты консолидационного течения на основе однородных моделей. Теперь обратимся к другим сторонам течения, связанным именно с неоднородностью реальной уплотняющейся и фильтрующей среды. При этом используем другой подход к решению задач. В частности, будем рассматривать не всю толщу пород, а лишь отдельные пласти и пренебрежем разницей в скорости погружения точек, лежащих на разных глубинах, поскольку эти глубины для смежных горизонтов отличаются не существенно.

Если полагать, что вода, отжимаемая из уплотняющихся пород, удаляется на поверхность только по пластам проницаемых пород-коллекторов вверх по их восстанию, то можно ориентировочно оценить среднюю скорость элизионного потока, зная (по кривым  $m(h)$ ) количество отжатой воды и мощность пород-коллекторов. Такие оценки делаются многими авторами и дают величины порядка долей сантиметра в год. Для приближенной оценки избыточных давлений, возникающих при этом, были получены формулы [Гуревич, 1969а, 1969б].

$$P_{III.6} = \frac{m_0 M_r A \mu}{M_k k C h_0^2} \left[ \frac{2L^2}{C h_0} - (C h_0 L + L) e^{-C h_0 l} - \frac{L^2}{C h_0} \left( \frac{C h_0}{L} l + 2 \right) e^{-\frac{C h_0 l}{L}} \right] \quad (III.66)$$

для случая  $m = m_0 e^{-Ch}$  и

$$P_{изб} = \frac{a M_r A \mu}{M_k k h_0} \left( Ll - \frac{l^2}{2} \right) \quad (\text{III.67})$$

для случая  $m = m_0 - a \ln bh$ .

Обозначения в формулах следующие:  $M_r$ ,  $M_k$  — мощность глин и коллектора;  $L$  — длина пласта от выхода на поверхность до наиболее глубокой точки с глубиной  $h_0$ ;  $l$  — расстояние от выхода пласта до рассматриваемого сечения;  $k$  — проницаемость коллектора;  $A$  — скорость погружения пород в наиболее глубокой точке. Формулы получены при следующих допущениях:

1) скорость погружения пород есть линейная функция расстояния от выхода пород на поверхность:  $A_i = \frac{A}{L} l_i$ ; 2) мощности пластов постоянны на всем погружении; 3) пористость глин зависит только от глубины их залегания; 4) вся вода, отжимающаяся из глин в коллектор, оттекает по его восстанию; 5) поверхность раздела проходит в пластах глин посередине их мощности.

В этих предположениях и при значениях параметров  $m_0 = 0,38$ ,  $C = 10^{-4}$ ,  $a = 0,11$ ,  $M_r = 20 \text{ м}$ ,  $M_k = 20 \text{ м}$ ,  $L = 200 \text{ км}$ ,  $k = 0,1 \text{ дарси}$ ,  $A = 10^{-4} \text{ м/год}$ ,  $\mu = 1 \text{ спз}$  расчет по формулам (II.66) и (III.67) и по формулам, исходным для них, дает следующие величины избыточного давления  $P_{изб}$  в самой глубокой точке коллектора, скорости  $v$  и градиента напора  $I$  в точке выхода пласта-коллектора на поверхность [Гуревич, 1969б] (табл. III.2).

ТАБЛИЦА III.2  
Зависимость  $v$ ,  $I$  и  $P_{изб}$  от глубины залегания пласта

$h_0, \text{м}$	Зависимость пористости от глубины					
	экспоненциальная			логарифмическая		
	$v, \text{ м/год}$	$I, \text{ м/м}$	$P_{изб}, \text{ ат}$	$v, \text{ м/год}$	$I, \text{ м/м}$	$P_{изб}, \text{ ат}$
100	0,00076	0,000024	0,96	0,22	0,00070	7,0
500	0,00039	0,000012	0,39	0,0044	0,00014	1,4
3000	0,00032	0,000010	0,13	0,00073	0,000023	0,23

Предположения о том, что поверхность раздела в глине проходит посередине мощности пласта и что весь отток идет латерально по коллектору, оправданы далеко не всегда. В связи с этим рассмотрим вопрос о положении поверхности раздела.

Для оценки распределения величины избыточного давления в вертикальном сечении пласта уплотняющейся глины для случая  $m = m_0 - a \ln bh$  были получены уравнения (Гуревич, 1969а):

$$P - P_2 = \frac{aA\mu}{k} [H_2 \ln H_2 - (H_2 - h) \ln (H_2 - h) - h \ln (H_2 - h_2) - h], \quad (III.68)$$

$$P - P_1 = \frac{aA\mu}{k} [H_1 \ln H_1 - (H_1 + h) \ln (H_1 + h) + h \ln (H_1 + h_1) + h], \quad (III.69)$$

где  $P$ ,  $P_1$  и  $P_2$  — приведенные давления соответственно в произвольной точке вертикального сечения глин, у кровли и у подошвы глин;  $H_1$  и  $H_2$  — глубина кровли и подошвы пласта глин,  $h_1$  и  $h_2$  — расстояния от кровли и подошвы глин до точки, где  $P$  максимально, т. е. до поверхности раздела;  $h$  — расстояние произвольной точки от кровли или подошвы глин,  $k$  — проницаемость глины. Из (III.68) и (III.69) находим положение поверхности раздела

$$h_2 = H_2 - e^{\left[ \frac{(P_2 - P_1)h}{aA\mu} - H_1 \ln H_1 + H_2 \ln H_2 - H_1 + H_2 \right] \frac{1}{H_2 - H_1}}. \quad (III.70)$$

При  $H_2 = 1000$  м,  $h_2 = 100$  м,  $A = 10^{-4}$  м/год,  $a = 0,11$  и  $P_1 = P_2$  величина  $P$  оказывается равной при  $k = 10^{-3}$  мдарси —  $0,73 \cdot 10^{-3}$  ат,  $k = 10^{-6}$  мдарси —  $0,073$  ат,  $k = 10^{-9}$  мдарси —  $73$  ат. Поверхность раздела при этом проходит примерно посередине пласта. При  $P_1 \neq P_2$  поверхность раздела будет уже занимать другое положение. Можно рассчитать величину разности  $P_2 - P_1$ , необходимую для того, чтобы весь отток из глины происходил только в верхний коллектор. Из условия  $h_2 = 0$  из (III.70) получаем

$$P_2 - P_1 = \frac{aA\mu}{k} [(H_2 - M_r) \ln (H_2 - M_r) - H_2 \ln H_2 + M_r \ln H_2 + M_r]. \quad (III.71)$$

При  $A = 10^{-4}$  м/год,  $M_r = 100$  м,  $a = 0,2$ ,  $\mu = 1$  спз согласно расчету по формуле (III.71)

для  $H_2 = 1000$  м:

при  $k = 10^{-3}$  мдарси  $P_2 - P_1 = 2 \cdot 10^{-2}$  ат,

при  $k = 10^{-6}$  мдарси  $P_2 - P_1 = 20$  ат,

и для  $H_2 = 500$  м:

при  $k = 10^{-3}$  мдарси  $P_2 - P_1 = 4 \cdot 10^{-2}$  ат,

при  $k = 10^{-6}$  мдарси  $P_2 - P_1 = 40$  ат.

Отсюда видно, что в ряде случаев отток отжимаемых вод может происходить непосредственно на поверхность нормально к напластованию слоев. В качестве таких случаев, обеспечивающих при соответствующей проницаемости глин отжимание воды только вверх, можно назвать следующие:

1) водоносные пласти-коллекторы являются закрытыми и не выходят на поверхность;

- 2) водоносные пластины фациально не выдержаны по падению;
- 3) глинистость разреза с глубиной возрастает;
- 4) толща уплотняющихся пород подстилается водоносными комплексами значительно литифицированных пород, выходящих на поверхность на повышенных гипсометрических отметках;
- 5) мощности пород возрастают к центру бассейна, пластины выклиниваются к периферии и т. д.

Таким образом, становится ясным, что принципиальные результаты, полученные в предыдущем параграфе представляют интерес в достаточно широком диапазоне вариантов природных геологических условий.

Возможности оттока отжимаемых вод не латерально, а нормально к напластованию существенно возрастают за счет зон опесчанивания и других фациальных изменений в глинах, разрывных нарушений, зон трещиноватости и т. д.

М. С. Бурштар с соавторами [Бурштар, Бизнигаев, 1969; Бурштар, Назаров, 1970] отождествляют места с наибольшими количествами отжимаемой воды с зонами пьезомаксимумов, а места с наименьшими — с зонами пьезоминимумов. Они пишут: «... мы под термином «гидродинамический максимум» понимаем зону с максимальными величинами столба отжатой воды, в пределах которой наиболее активно происходят процессы первичной (внепластовой) и внутрипластовой миграции... Гидродинамический минимум — это зона, где происходит разгрузка седиментационных вод... Гидродинамический минимум охватывает участки с относительно гипсометрически приподнятым положением..., совпадая с изолиниями минимальной высоты столба отжатой воды. Отжимаемые воды направляются от гидродинамических максимумов вверх по региональному наклону к гидродинамическим минимумам, где производится медленная внутриформационная разгрузка вод через литологические окна, нарушения, поверхности несогласия, а также недостаточно надежную водоупорную кровлю» [Бурштар, Назаров, 1970]. М. С. Бурштар и соавторы определяют раздел в глинах по формуле Ю. В. Мухина [1965], которая, как было выше показано, неверна. Выводы их о направлениях движения отжимаемых вод также оказываются излишне упрощенными (рис. III.16).

Вопрос о направлениях отжимания для мощных толщ глин остается недостаточно изученным и требует дальнейшего детального анализа. Если окажется, что пористость глин и в мощных их толщах убывает с глубиной по логарифмическому или экспоненциальному закону, то развитые выше представления и методы оценки могут быть распространены на слои глин любой мощности. Однако не исключено, что пористость глин в мощных слоях несколько возрастает к середине слоя. Такие данные уже существуют, например, по майкопской толще глин, но в настоящее время еще неясно, является ли это следствием уплотнения под действием веса вышележащих отложений и физико-химических процессов или вызвано импульсными тектоническими усилиями и пластичным течением глин.

Наряду с уменьшением пористости возможно и ее увеличение. К таким процессам можно отнести доломитизацию, упругое разуплотнение пород за счет снятия части нагрузки при эрозии, увеличение трещинной пористости при растягивающих тектонических напряжениях. Эти процессы также вызывают элизионные течения, но противоположного знака по сравнению с течениями за счет уплотнения пород. К этой же группе процессов примыкает и возрастание

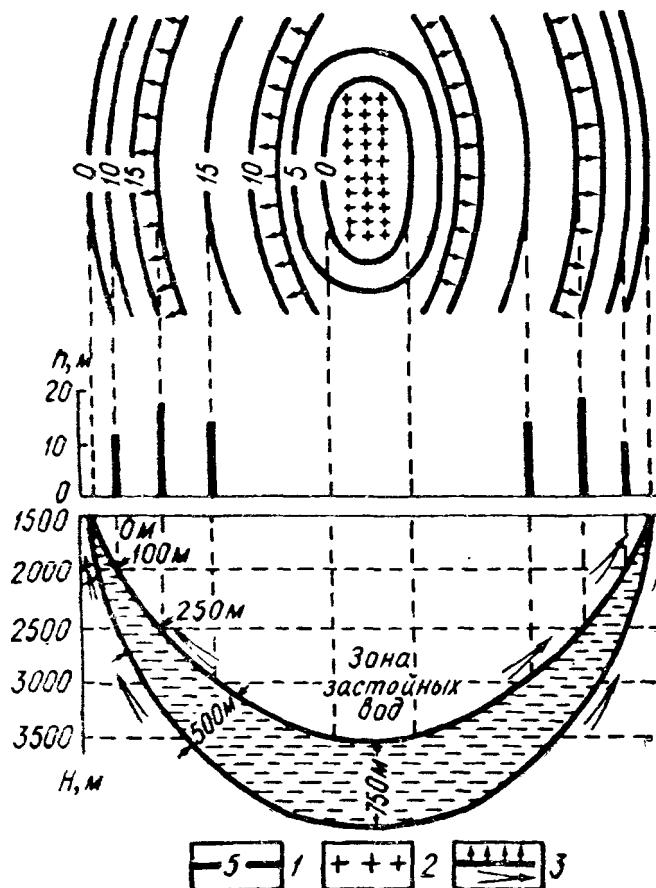


Рис. III.16. Направление оттока отжимаемой воды, по М. С. Бурштару и Д. А. Назарову.

$h$  — высота столба отжимаемых седиментационных вод из слоя глин соответствующей мощности; 1 — изолинии равных высот столбов отжимаемой воды; 2 — область, где отжимание практически отсутствует ( $h = 0$ ), 3 — направления оттока воды.

толщины слоя связанной воды при снижении температуры или минерализации пластовых вод. Количественные оценки большинства этих явлений представляют существенные трудности, тем не менее иногда можно приблизенно оценить их влияние на течение подземных вод. Приведем такую оценку для упругого разуплотнения пород.

Примем, что при изменении нагрузки деформация породы происходит лишь в вертикальном направлении, а в горизонтальных — сдерживается смежными объемами породы. Тогда

$$\frac{\partial m}{\partial p_r} = -\beta_n, \quad (III.72)$$

где  $p_r$  — горное давление.

Как уже отмечалось в § II.3, влияние отдельных факторов на элизионное течение можно оценить через их вклад в  $\operatorname{div} \vec{v}$ . Оценки

влияния уплотнения пород уже были сделаны. Поэтому удобно сравнить вклады в  $\operatorname{div} \vec{v}$  за счет уплотнения и разуплотнения.

При уплотнении по экспоненциальному закону

$$\frac{dm}{dt} = m_0 C e^{-CH} \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (\text{III.73})$$

При разуплотнении

$$\frac{\partial m}{\partial t} = - \frac{\partial m}{\partial p_r} \cdot \frac{\partial p_r}{\partial t} = \beta_n \frac{\partial p_r}{\partial t} = \beta_n \gamma_n \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (\text{III.74})$$

где  $H$  — глубина от поверхности,  $\left| \frac{dH}{dt} \right|$  — скорость эрозии.

Вычислим, какие скорости эрозии нужны для равенства абсолютных величин правых частей (III.73) и (III.74). Сравнивая (III.73) и (III.74) и полагая равными их правые части, получаем

$$\left| \frac{\partial H}{\partial t} \right| = \frac{m_0 C e^{-CH} \frac{\partial H}{\partial t}}{\beta_n \gamma_n}. \quad (\text{III.75})$$

Возьмем, например,  $m_0 = 0,40$ ,  $C = 0,00065 \text{ 1/m}$  (для юрских глин Мангышлака, по С. Е. Чакабаеву и др. [1967]),  $\beta_n = 10^{-5} \text{ 1/атм}$  [Гиматудинов, 1963],  $\gamma_n = 2,5 \text{ г/см}^3$ . Тогда расчет по III.75 дает следующие результаты (табл. III.3).

ТАБЛИЦА III.3  
Эквивалентные величины  $\left| \frac{\partial H}{\partial t} \right|$

$\frac{\partial H}{\partial t}$ , м/год	Глубина от поверхности $H$ , м			
	500	1000	2000	3000
$10^{-5}$	$73 \cdot 10^{-5}$	$52 \cdot 10^{-5}$	$29 \cdot 10^{-5}$	$16 \cdot 10^{-5}$
$10^{-3}$	$73 \cdot 10^{-3}$	$52 \cdot 10^{-3}$	$29 \cdot 10^{-3}$	$16 \cdot 10^{-3}$

При принятых величинах параметров мы получили значения скорости эрозии от 0,16 до 73 мм/год, т. е. вполне реальные величины. Естественно, что подобные оценки являются лишь ориентировочными, поскольку не учтено изменение объема минеральных зерен в горизонтальном сечении, не учтено изменение плотности воды при уменьшении давления. Тем не менее полученные результаты вполне очевидно свидетельствуют о том, что разуплотнение при эрозии является одним из факторов, определяющих элизионное течение подземных вод.

Тектонические напряжения также оказывают влияние на поровый объем пород, а следовательно, и на элизионное течение подземных вод. Они проявляются, как правило, локально, но воздействие их, особенно импульсное, кратковременное, может быть весьма велико.

Соответственно и давление воды может достигать весьма высоких значений. Время его существования будет зависеть от условий оттока воды из объема пород, подвергающихся тектоническому уплотнению. Для приближенной оценки этого времени в работе А. Е. Гуревича [1969а] была предложена формула

$$t = h \frac{\beta l_1 l_2}{k_1 l_2 + k_2 l_1} \ln \frac{(k_1 l_2 + k_2 l_1) p_0 - [k_1 l_2 (p_1 + h\gamma + l_1\gamma) + k_2 l_1 (p_2 - l_2\gamma)]}{(k_1 l_2 + k_2 l_1) p - [k_1 l_2 (p_1 + h\gamma + l_1\gamma) + k_2 l_1 (p_2 - l_2\gamma)]}, \quad (\text{III.76})$$

где  $t$  — время снижения давления с  $p_0$  до  $p$  в песчаной линзе (у ее подошвы) мощностью  $h$ , отделенной от смежных коллекторов с гидростатическими давлениями  $p_1$  и  $p_2$  слоями пород мощностью и проницаемостью соответственно  $l_1$  и  $l_2$ ,  $k_1$  и  $k_2$ ;  $\beta$  — упругоемкость водонасыщенных пород линзы.

Расчет по формуле (III.76) при  $l_1 = l_2 = 100$  м,  $k_1 = k_2 = k$ ,  $p_0 = 300$  ат (приблизительно равно геостатическому),  $p_1 = 100$  ат,  $p_2 = 125$  ат,  $h = 50$  м,  $\beta = 2 \cdot 10^{-5}$  1/ат дает следующие результаты при различных  $k$  (табл. III.4).

ТАБЛИЦА III.4  
Время снижения давления с  $p_0 = 300$  ат до  $p$ , ат

$k$ , дарси	$p$ , ат			
	250	200	150	125
$10^{-3}$	1 мин 36 сек 43,4 ч	6 мин 26 сек 104 ч	13 мин 55 сек 232 ч	24 мин 20 сек 378 ч
$10^{-6}$	4,95 года	12,3 года	26,5 года	43,2 года
$10^{-9}$	4950 лет	12 300 лет	26 500 лет	43 200 лет

Из данных табл. III.4 следует, что повышения давления от тектонических импульсов существуют геологически недолго. При медленных тектонических движениях время существования повышенных давлений будет определяться продолжительностью действия тектонических сил, а размер повышения давления — соотношением скорости уменьшения объема пор и скорости оттока избыточной воды. Влияние тектонических сил на течение подземных вод имеет, как правило, локальный характер проявления в пространстве и времени.

В связи с тектоническим фактором элизионного течения уместно затронуть вопрос о термине «аномальное давление». Зачастую под «аномальным» понимается давление, превышающее гидростатическое на 10—20% [Аникиев, 1964]. Против такого использования этого термина справедливо возражает ряд исследователей [Киссин, 1967; Карцев и др., 1969], указывая, что превышение над гидростатическим еще не означает аномальности давления по отношению к окру-

жающей гидродинамической обстановке. Мы полагаем, что аномальным следует считать лишь давление, которое не укладывается в региональную закономерность распределения давления в данном водоносном комплексе, т. е. давление в линзе, тектоническом блоке, отделенных от основной массы водоносных отложений участками плохо проницаемых пород. Точное количественное определение границы «аномального давления», по-видимому, невозможно.

### ЭЛИЗИОННЫЕ ТЕЧЕНИЯ ЗА СЧЕТ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

Одним из факторов элизионного течения является изменение температуры и тем самым объемов пор и поровой жидкости, что и вызывает элизионное движение жидкости. Если сокращение объема пор больше, чем сокращение объема воды, либо если увеличение объема пор меньше увеличения объема поровой воды, то это будет равнозначно появлению избыточного количества воды. Давление возрастет и начнется отток воды. Если сокращение объема пор меньше, чем сокращение объема поровой воды, либо если увеличение объема пор больше, чем увеличение объема поровой воды, то исчезнет некоторое количество воды, т. е. появится сток. Давление упадет и начнется подток воды.

Оценим приближенно эти явления. Воспользуемся опять величиной  $\operatorname{div} \bar{v}$ . Пусть температура возрастет на  $\Delta T$ . Допустим, что смежные объемы породы не дают произвольному единичному объему породы расширяться в горизонтальном направлении. Поэтому единичный кубик удлинится лишь вдоль вертикальной оси и его объем станет больше на  $\alpha_n \Delta T$ . В то же время объем скелета возрастет на  $3\alpha_n \Delta T (1 - m)$ . Отсюда  $\alpha_n \Delta T - 3\alpha_n (1 - m) \Delta T$  есть изменение объема пор, тогда

$$\frac{\partial m}{\partial t} = \alpha_n (3m - 2) \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (\text{III.77})$$

Изменение единичного объема поровой воды будет  $\alpha_v \Delta T$ , тогда

$$\begin{aligned} \operatorname{div} \bar{v} &= -\frac{m}{\rho_v} \cdot \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial m}{\partial t} = m \rho_v \alpha_v \frac{\partial T}{\partial t} - \alpha_n (3m - 2) \frac{\partial T}{\partial t} = \\ &= [m \rho_v \alpha_v - \alpha_n (3m - 2)] \frac{\partial T}{\partial t}. \end{aligned} \quad (\text{III.78})$$

Поступая так же, как и для случая разуплотнения, т. е. сравнивая абсолютные величины  $\operatorname{div} \bar{v}$  для уплотнения и для изменения температуры, находим соотношение

$$\left| \frac{\partial T}{\partial t} \right| = \frac{m_0 C e^{-CH} \frac{\partial H}{\partial t}}{|m \rho_v \alpha_v - \alpha_n (3m - 2)|}. \quad (\text{III.79})$$

Рассчитывая по (III.79) при прежних  $m_0$ ,  $C$  и при  $\rho_v = 1 \text{ г/см}^3$ ,  $\alpha_v = 5 \cdot 10^{-4} \text{ 1/}^{\circ}\text{C}$ ,  $\alpha_n = 5 \cdot 10^{-6} \text{ 1/}^{\circ}\text{C}$ , получаем значения  $\frac{\partial T}{\partial t}$ , приведенные в табл. III.5.

ТАБЛИЦА III.5

Эквивалентная величина  $\left| \frac{\partial T}{\partial t} \right|$ ,  $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ 

$\frac{\partial H}{\partial t}$ , $\text{м}/\text{год}$	Глубина от поверхности $H$ , м			
	500	1000	2000	3000
$10^{-5}$	0,4	0,3	0,16	0,09
$10^{-3}$	40	30	16	9

Таким образом, влияние изменения температуры может быть соизмеримо с действием уплотнения пород при умеренном темпе осадкоакопления.

Оценка возможного влияния изменения температуры на течение по формуле (III.79) является приближенной не только из-за упрощенной схемы изменения порового пространства, но и потому, что не учтено влияние изменения давления, вызванного изменением температуры воды, и скелета породы. Поэтому представляют интерес и другие подходы к оценке роли температуры.

Интересна и обратная задача. Воздействие фильтрационного потока воды на распределение температур осуществляется тремя путями: переносом тепла движущейся водой, превращением в тепло работы преодоления фильтрационных сопротивлений и изменением температуры воды за счет сжатия или расширения ее на пути фильтрации. Последний эффект весьма мал благодаря низкой сжимаемости воды. Для оценки роли конвективной составляющей теплового потока  $q$ , если пренебречь теплопроводностью и теплоемкостью скелета породы, можно использовать уравнение

$$\operatorname{div} q = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + cv_z \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (\text{III.80})$$

где  $\kappa$  — коэффициент теплопроводности воды;  $c$  — удельная теплоемкость воды.

Оценки при  $\kappa = 0,5 \text{ ккал}/\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$  и  $c = 10^3 \text{ ккал}/\text{м} \cdot \text{град}$  показывают, что по сравнению с кондуктивным конвективный теплообмен становится существенным при скоростях вертикального движения воды порядка единиц метров в год (Н. А. Огильви). Выделение тепла в  $1 \text{ м}^3$  породы

$$Q = (\nabla P \cdot \bar{v}) m \quad (\text{III.81})$$

при  $|\nabla P| = 10^{-2} \div 10^{-4} \text{ ат}/\text{м}$  и  $v = 10 \div 10^{-2} \text{ см}/\text{год}$  составляет  $75 \div 0,0075 \text{ ккал}/\text{год}$  в расчете на один литр движущейся воды.

Процессы уплотнения пород и изменения температуры являются основными факторами, определяющими элизионную составляющую движения подземных вод. По-видимому, существенную роль может

играть переход монтмориллонита в гидрослюды, связанный с увеличением пористости и переходом межпакетной воды в свободную, что сопровождается увеличением ее объема. К сожалению, количественная оценка роли этих процессов в движении воды затруднительна, поскольку нет полной ясности, как они проходят в природной обстановке. Остальные факторы (химические реакции с изменением объема реагирующих компонентов, осмотические явления и т. д.) имеют явно подчиненное значение и, вероятно, ощутимо проявляют себя лишь узколокально.

### § III.6. ПРИРОДНОЕ ТЕЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Выше были рассмотрены порознь различные факторы, вызывающие движение подземных вод. Естественно теперь объединить полученные результаты и обратиться непосредственно к природному течению подземных вод, в котором гравитационная и элизионная составляющие обычно присутствуют одновременно и дополняют друг друга.

Породы верхней части земной коры водоносны повсеместно. Меняется лишь степень водонасыщенности и водообильности, характер заполнения пустот породы (гранулярные поры, трещины, каверны) и пространственного расположения элементов с примерно постоянной величиной характерных параметров (водоносные горизонты осадочных пород, зоны трещинно-жильных вод в метаморфических и осадочных породах и т. д.). Границы между различными типами водоносных пород в одних случаях достаточно отчетливы, в других имеет место постепенный переход. Таков, например, переход от пород осадочной толщи к породам фундамента: в зависимости от истории развития региона он может осуществляться скачком в одних частях региона и плавно в других. При этом непостоянно и стратиграфическое его положение.

Таким образом, границы между преимущественно пластовыми водами артезианских бассейнов и преимущественно трещинными водами горно-складчатых областей и фундамента могут быть весьма нечеткими. К этому следует добавить отсутствие однозначных представлений о глубине распространения трещиноватости и о критической глубине существования подземных вод в жидким состоянии и в качестве самостоятельной фазы.

Все эти сложности и неясности, дополненные неединственностью принципов и критериев выделения пространственных гидрогеологических элементов, естественным образом привели к существованию разных классификаций и соответствующих им терминов. Возможность достичь унификации в этом вопросе на сегодняшний день представляется малореальной. Поскольку нас интересуют главным образом воды осадочных пород, мы будем пользоваться термином «артезианский бассейн» (понимая под этим совокупность осадочных пород и насыщающих их вод, залегающих во впадинах фундамента), водообменом которого со смежными объемами водонасыщенных

горных пород можно пренебречь по сравнению с водообменом внутри него\*.

Наличие крупных водоемов на территории артезианских бассейнов вносит известную, порой существенную специфику в движение подземных вод. С этих позиций рационально их деление на континентальные (субаэральные), субаквальные и смешанные. Первые полностью находятся на суше, в них регионально преобладают гравитационные факторы, а элизионные проявляются в основном локально и связаны с тектоническими напряжениями, изменениями температуры, физико-химическими процессами. Вторые полностью находятся под уровнем моря. Крайний представитель этого типа — бассейн в осадочных породах океанической впадины или желоба. Здесь преимущественно действуют элизионные факторы, гравитационные же ограничиваются лишь неоднородностью удельного веса воды. Бассейны смешанного типа могут быть достаточно разнообразны как по соотношению площадей, занятых сушей и морем (океаном), так и по характеру сочленения водоносных горизонтов с дном водоема. Смешанные бассейны можно подразделить на внутриматериковые, т. е. частично покрытые внутренним морем, и краевые, находящиеся на стыке материков и океанов \*\*. Нас будут интересовать в дальнейшем континентальные (субаэральные) и смешанные внутриматериковые бассейны.

Динамика подземных вод тесно связана с геологическими процессами, с развитием региона. Естественным следствием исторического подхода к рассмотрению движения подземных вод явилось введение в 1947 г. А. Н. Семихатовым понятия гидрогеологического цикла, развитое в дальнейшем А. А. Карцевым. Гидрогеологический цикл состоит из седиментационного, или элизионного, и инфильтрационного этапов. При этом А. А. Карцев справедливо указывает в своих работах, что седиментационный (элизионный) этап является первым этапом цикла. Это связано с тем, что именно с седиментацией, с накоплением осадка и насыщающей его воды начинается гидрогеологическая история пласта (горизонта, комплекса).

Режим течения подземных вод — элизионный или инфильтрационный — не определяется полностью общим характером развития региона (погружением и седиментацией или воздыманием и эрозией). Предположение о действии в период погружения и осадконакопления только элизионного, а в период воздымания и эрозии — только инфильтрационного потоков является условным, а деление природных водонапорных систем на элизионные и инфильтрационные — упрощенным [Карцев и др., 1969]. Всякое природное течение подземных вод является результатом одновременного действия большого числа разнообразных факторов. Предпринятое выше рассмотрение позволяет полагать, что более строгим является выделение элизионной

\* Понятно, что определение «...пренебречь... по сравнению с...» требует в каждом конкретном случае количественных уточнений.

\*\* Выделение бассейнов океанических впадин (субаквальные) и переходных (смешанные краевые) было впервые сделано Е. А. Басковым [1971].

и гравитационной составляющих течения подземных вод и оценка соотношения между ними в зависимости от строения региона и факторов, вызывающих течение. Такое деление является не только более строгим, но и больше отвечает природным условиям: преобладание элизионной составляющей в периоды погружения и седиментации, а гравитационной — в периоды воздымания и эрозии не является обязательным. Более того, соотношение может быть и обратным.

Большая часть осадков отлагалась в водной среде. Поэтому история подземной воды, ее облика и движения, начинается с момента отложения осадка. По мере дальнейшего погружения и накопления вышележащих осадков происходит механическое уплотнение осадков и выжимание из них ставших избыточными объемов воды.

Направления потоков отжимаемой воды могут быть весьма многообразными. Вот некоторые из возможных вариантов.

1. В разрезе чередуются слой глинистых и песчаных осадков, все пласты-коллекторы имеют приблизительно одинаковые гидропроводности (произведение мощности на проницаемость) и выходят непосредственно на поверхность в бортах бассейна на невысоких гипсометрических отметках. Тогда при преобладающей доле глин в разрезе поверхности раздела будут проходить внутри глинистых слоев и отток отжимаемых вод будет осуществляться латерально по пластам-коллекторам в основном от центра бассейна к его периферии.

2. Новые осадки ложатся на толщу уже литифицированных пород, имеющих выходы на поверхность на участках с повышенными гипсометрическими отметками. В этом случае определяющим может оказаться распределение давлений в толще литифицированных пород и поток воды будет проходить сквозь уплотняющиеся осадки. В целом будет преобладать гравитационная составляющая движения.

При этом, если самая верхняя часть разреза представлена пластичными глинами и продолжается процесс осадконакопления, то не исключено преобладание в слоях литифицированных пород нижней части разреза течения от периферии бассейна к центру, а в горизонтах верхней части разреза, перекрываемых пластичными глинами, в обратном направлении.

3. Мощности слоев пород уменьшаются к бортам седиментационного бассейна, пласти коллекторских пород имеют закрытый характер, выклиниваясь, либо не имея непосредственного выхода на поверхность. При таком строении региона будет преобладать вертикальное направление оттока отжимаемых вод. Уменьшение мощности слоев и их выклинивание характерны, хотя и в разной степени, для всех седиментационных бассейнов.

4. Глинистые и песчаные породы чередуются равномерно, площадь бассейна велика. В этом случае будет также преобладать вертикальное направление потока вод.

5. В разрезе преобладают глинистые породы, песчаные породы фациально невыдержаны, толща в целом лежит на малопроницаемом основании. Здесь также вертикальное направление оттока будет основным.

Перечисление подобных вариантов можно продолжить, поскольку каждый из бассейнов и даже каждая толща имеют свои специфические черты \*. В то же время можно отметить ряд наиболее важных принципиальных моментов.

1. При отсутствии в разрезе мощных толщ пластичных глин наиболее распространены, по-видимому, не латеральные, а вертикальные потоки отжимаемых вод.

По мере погружения глинистых осадков, потери ими пластичности и формирования трещиноватости межпластиевые перетоки и вертикальная разгрузка приобретают все большую роль. При этом, как показано в § III.4, отжимаемые воды при равномерно распределенном по площади потоке не достигают поверхности, поскольку рост мощности осадков опережает движение отжимаемых вод вверх. Конечно, в природе подобной равномерности не бывает, поэтому в отдельных местах (уменьшения мощности глин, фациальные окна и т. д.) могут существовать восходящие локальные потоки воды, доходящие до поверхности. Излив воды на поверхность будет практически повсеместным, если диаметр бассейна невелик, а уплотняющиеся осадки лежат на толще литифицированных пород, в которых преобладающую роль играет гравитационная составляющая течения.

2. Если преобладающим является латеральный поток отжимаемых вод, то направление движения их в плане будет определяться соотношением распределений объемов отжимаемой воды, проницаемости и мощности коллекторов, гипсометрией выходов коллекторов на поверхность и т. д. Поэтому центр седиментационного бассейна, самая глубокая его зона, практически никогда не будет являться неким «полюсом», от которого во все стороны вверх по восстанию пластов движутся отжимаемые воды.

3. Соотношение между элизионной и гравитационной составляющими будет различным в разных частях территории бассейна. В частности, в бортах бассейнов практически всегда будет преобладать гравитационная составляющая движения.

4. Нужно также учитывать, что по мере погружения и литификации осадков одновременно с сокращением гранулярной пористости возникает и растет трещинная пористость пород. Возможность образования трещин в глинистых осадках появляется уже на стадии раннего катагенеза. Тектонические силы резко активизируют образование трещин. В результате нет полной уверенности, что статистические кривые зависимости пористости от глубины на глубинах более 1500—2000 м отражают изменение общей пористости. Не исключено, что, по крайней мере, локально общая пористость ниже этих глубин может не убывать, особенно в местах интенсивного тектонического воздействия (антиклинальные структуры, флексуры, приразломные зоны).

На общий фон механического уплотнения отлагающихся осадков в процессе погружения будут накладываться воздействия дифферен-

\* Мы не затрагиваем здесь карбонатных и галогенных пород, поскольку первые малоподвержены с точки зрения уплотнения, вторые, будучи наилучшим водоупором, предотвращают вертикальные перетоки.

цированных тектонических движений. Эти движения не только изменяют распределение интенсивности уплотнения пород, но меняют и распределение путей оттока воды, создавая зоны трещиноватости, разломы.

Гораздо более сильно проявляется тектоническая деятельность в период инверсии, смены погружения поднятием. Практически все нефтегазоносные регионы, в которых продолжается современное осадкоакопление, частично или полностью захвачены инверсионными восходящими движениями. Достаточно вспомнить Голф Кост или Западную Туркмению. Тектоническая активность в этих районах велика. Так, в Западной Туркмении сейсмичность достигает 6—8 баллов. В периоды инверсий тектонические силы вносят существенный, а иногда и основной вклад в уплотнение пород и отжимание из них воды. Проявление дифференцированных тектонических движений за счет резкого изменения распределения по площади скоростей уплотнения пород и создания разрывов их сплошности неизбежно должно приводить, особенно при плохой выдержанности коллекторов, к сильно дифференцированной по площади картине движения подземных вод.

Поэтому стремление ряда исследователей все-таки нарисовать стройную картину единого регионального потока вряд ли можно считать оправданным. Например, В. В. Колодицем [1969] составлена карта движения подземных вод в красноцветной толще Западной Туркмении. Проведенные на ней плавные изолинии отношений пластовых давлений к условным гидростатическим практически повторяют структурную карту, совершенно не реагируя, например, на зоны разломов. Эта карта, основанная на крайне малом числе точек (около 10—15 для всего региона, неплохо разбуренного), выглядит недостаточно убедительно. Об этом свидетельствует, например, рис. III.17, заимствованный из работы Ю. П. Гаттенбергера [1971].

К моменту, когда воздымание выводит территорию из-под уровня моря, механическое уплотнение пород в связи с прекращением пригрузки практически прекращается. Одновременно, как правило, возрастает разность гипсометрических отметок поверхности, что усиливает действие гравитационного фактора. В то же время продолжают действовать тектонические силы, изменяется температура. В районах, активных тектонически, при наличии невыдержаных линзовидных коллекторов возникают отдельные зоны, в пределах которых резко повышаются пластовые давления и элизионная составляющая течения является полностью доминирующей. На остальной же

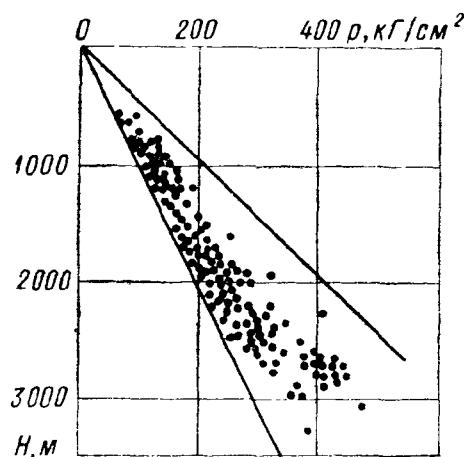


Рис. III.17. Распределение пластовых давлений по глубине в Западно-Туркменском бассейне (по Ю. П. Гаттенбергеру).

территории региона определяющей является гравитационная составляющая течения. Примером может служить Восточно-Предкавказский артезианский бассейн [Киссин, 1964, 1967]. Если на большей части территории региона движение подземных вод в целом соответствует уклону рельефа местности, то в Терской, Сунженской, Кумской зонах, активных тектонически, существуют гидродинамические аномалии, пластовые давления достигают весьма больших значений.

На тектонически спокойных территориях гравитационная составляющая течения оказывается определяющей. В таких районах нередко фиксируется соответствие пьезометрических поверхностей подземных вод и рельефа местности, на что уже указывалось в § III.2. Однако такое соответствие может местами нарушаться за счет распределения проницаемостей и мощностей водоносных горизонтов, наличия проводящих и экранирующих разломов, фациальных изменений и выклиниваний пород, зон трещиноватости и т. д. Естественно, что соотношение между гравитационной и элизионной составляющими течения будет непостоянно во времени. В периоды интенсивной тектонической деятельности роль элизионной составляющей может существенно возрастать в пределах отдельных участков за счет тектонического уплотнения пород и возникновения температурных аномалий.

Тектоническая деятельность приводит также к возникновению открытой трещиноватости, роль которой в движении подземных вод может быть весьма существенной. Г. А. Максимович и Г. К. Михайлов [1963] указывают, например, что в зонах новейших движений модуль подземного стока повышается примерно в два раза. Трещиноватость не только увеличивает масштабы пластовых и межпластовых перетоков, но и создает, например, условия для перетока рассолов из зон их распространения в разрезе в нижележащие отложения, содержащие менее минерализованную и имеющую меньший удельный вес воду.

Смена погружения воздыманием и выход территории из-под уровня моря, усиливающие гравитационную составляющую, приводят и к возрастанию роли инфильтрационных вод. Однако роль инфильтрационных вод на разном удалении от борта бассейна будет разной. Это связано не только с уменьшением в глубь бассейна объема воды, прошедшей через объем породы, но и с распределением вертикальной составляющей потока, о чем более подробно говорилось в § III.2. При этом количество инфильтрационной воды, поступающей в пласт, и глубина ее проникновения по падению пласта очень сильно зависят от характера выхода пласта на поверхность. Ясно, что открытые пласти наиболее благоприятны в этом отношении.

Элизионная составляющая течения воды может возникать и за счет изменений температуры пород и вод, связанных с изменением температуры на поверхности земли. Снижение температуры может создавать либо понижения давлений при непосредственном действии, либо повышения за счет развития мерзлоты и перехода воды в лед. Повышение температуры действует обратным образом. Факт существования пониженных давлений в зонах развития сплошной или

островной мерзлоты или вблизи них установлен для Севера Сибири, для Тимано-Печорья. Рассмотрение возможных причин пластовых давлений (уровни воды ниже уровня Мирового океана), предпринятое в работе Г. Д. Гинсбурга с соавторами [1971] на примере Севера Сибири показало, что наиболее вероятной причиной является, по-видимому, понижение температуры. Деградация мерзлоты должна была бы вызвать наибольшие снижения давления непосредственно под мерзлой зоной. Фактически же пониженные давления расположены незакономерно по отношению к нижней границе мерзлоты, но тяготеют к зонам пониженной проницаемости, что и должно быть при снижении температуры.

Выше мы говорили только о направлениях фильтрационных потоков подземных вод и их зависимости от геологического строения. Теперь обратимся к величинам их скоростей.

Скорости фильтрации подземных вод, отжимаемых из уплотняющихся пород, составляют при чисто латеральном оттоке доли сантиметра или миллиметра в год на выходе пород на поверхность. Поскольку с глубиной темп уменьшения пористости падает, то и скорость потока убывает вдоль по падению пласта. Например, в случае  $m = m_0 - a \ln b H$  при  $a = 0,2$ ,  $L = 200 \text{ км}$ ,  $M_k : M_r = 1$  изменение скорости по длине пласта, если считать пласт выклинивающимся в наиболее глубокой точке, а отток только латеральным, будет следующим (табл. III.6) (обозначения параметров прежние, см. § III.5).

ТАБЛИЦА III.6

Скорости фильтрации латерального потока отжимаемых вод,  $\text{см/год}$

г.м	$A = 10^{-3} \text{ м/год}$			$A = 10^{-5} \text{ м/год}$		
	Расстояние от выхода пласта на поверхность, км					
	50	100	150	50	100	150
1000	3,0	2,0	1,0	0,03	0,02	0,01
3000	1,0	0,66	0,33	0,01	0,0066	0,0033

П р и м е ч а н и е: В природе, как правило,  $A < 10^{-4} \text{ м/год}$ .

Природные скорости латерального оттока отжимаемых вод еще меньше. С одной стороны, одновременно с латеральным может происходить и, почти всегда происходит, вертикальный отток воды, с другой — при расчете скорость уменьшения пористости определялась из предположения, что уплотнение происходит синхронно с погружением в строгом соответствии с кривой сегодняшней зависимости пористости от глубины. На самом же деле уменьшение

пористости происходило гораздо медленнее, оно шло не только при погружении осадков, но и в течение всего последующего времени.

Чем глубже залегает порода, тем меньше и ее пористость, и темп уплотнения. Поэтому скорость течения отжимаемых вод при относительно ровном рельефе местности в целом по региону будет уменьшаться с глубиной. Такое же распределение скорости, при прочих равных условиях, будет и при преобладании гравитационной составляющей течения. Скорости современной латеральной фильтрации оцениваются большинством исследователей для комплексов средней проницаемости величинами порядка единиц и долей сантиметра в год. Учитывая тот факт, что в расчетах используются всегда проницаемости, определенные без учета геометрии неоднородности блоков пород, эти скорости оказываются завышенными против фактических на порядок и более. Весьма характерно, что это подтверждается реконструкциями средних скоростей фильтрации в ближайшем прошлом по данным палеотектонического анализа и гидрохимических зональностей. Так, например, реконструированные величины скоростей продвижения фронта олеснения вод для прибрежных зон Предкарпатского [Щепак, 1965] и Южно-Мангышлакского прогибов [Гуревич, 1969б] оказались меньше рассчитанных скоростей на 1—2 порядка и более.

Расхождение между фактическими и расчетными скоростями подземного фильтрационного потока, вызванное методологически неправильным определением проницаемости блоков пород в целом, оказывается принципиально важным. Оно объясняет противоречие между фактическим распределением минерализации подземных вод и высокой интенсивностью водообмена, вытекавшей из признания рядом исследователей многократных промываний водоносных пород инфильтрационными водами. Фактические скорости латеральной фильтрации не превосходят десятых и сотых долей сантиметра в год. Соответственно, основная масса подземных вод имеет седиментогенное происхождение или, если говорить более точно, имеет возраст, сопоставимый с возрастом отложения водоупора, регионально перекрывающего водоносную толщу.

Необходимо учитывать, что интенсивность водообмена существенно зависит от проницаемости пород нормально напластованию и, следовательно, от степени трещиноватости пород и раскрытии трещин. Последние непостоянны во времени и очень сильно зависят от проявления тектонических движений.

Вертикальные составляющие скорости фильтрации значительно труднее поддаются определению из-за отсутствия необходимых данных о проницаемости. Возможны лишь косвенные оценки. Например, если латеральная скорость составляет  $10^{-2}$  см/год, мощность фильтрующей толщи пород 2 км, длина, на которой разгружается латеральной поток, 100 км, то средняя скорость сквознопластового вертикального перетока составит  $2 \cdot 10^{-4}$  см/год.

Масштаб водообмена при инфильтрационном режиме, при прочих равных условиях, определяется вертикальной проницаемостью. Поэтому мощные регионально выдержаные водоупоры приводят

к резким различиям в скоростях латеральной фильтрации в водоносных горизонтах над водоупором и под ним. Масштабы водообмена под такими водоупорами невелики, и подземные воды в залегающих ниже них горизонтах, как правило, имеют седиментогенное происхождение. Это положение подтверждается гидрохимической зональностью — наличием четко выделяющейся зоны внедрения инфильтрационных вод в прибортовой части бассейна [Щепак, 1965; Гуревич, 1969б].

Вопрос о скоростях фильтрации и о скоростях водообмена с поверхностью естественным образом приводит к рассмотрению зональности этих скоростей. Водообмен с поверхностью при инфильтрационном режиме, т. е. при преобладании гравитационной составляющей течения, зависит для каждой точки от ее положения в бассейне, от расчлененности рельефа и от распределения проницаемости. Если при прочих равных условиях разрез представлен относительно равномерным чередованием хорошо и плохо проницаемых слоев, то с глубиной скорость водообмена затухает постепенно. Если в разрезе присутствуют мощные слабопроницаемые толщи (региональные водоупоры), то наиболее резкое изменение скорости водообмена наблюдается при переходе через первую сверху толщу. Динамическая зональность влечет за собой гидрохимическую. В нефтяной гидрогеологии гидрогеологическую зональность первым детально рассмотрел Н. К. Игнатович [1944, 1945], внесший этим крупный вклад в изучение гидрогеологии, в ее теоретический фонд. Он впервые объяснил гидрохимическую, прямую и обратную, зональность зональностью скорости водообмена, выделив при этом три динамические зоны (сверху вниз): активного водообмена, затрудненного водообмена и застойного режима.

Следует указать, что гидродинамическую зональность, как зональность активности водообмена, можно рассматривать по-разному в зависимости от определения понятия «активность водообмена». Под этим термином можно подразумевать, например, скорость фильтрации в данной точке (1) или время, необходимое для достижения данной точки объемом воды, идущим с поверхности (2), или количество объемов воды, пришедших с поверхности и протекших через данный объем породы за все время ее существования (3) и т. д. Понятно, что каждому определению активности водообмена соответствует своя зональность. Активность водообмена и соответствующая зональность, о которых писал Н. К. Игнатович и которые общеприняты в настоящее время, не имеют точного количественного определения и являются интуитивными понятиями. Ближе всего они к третьему из данных нами определений.

Связь гидродинамической (в принятом смысле) и гидрохимической зональностей является довольно сложной. Гидрохимическая зональность зависит не только от активности водообмена, но и от исходного состава и минерализации пластовых вод, от состава и минерализации поверхностных вод, от соленосности фильтрующих пород на всем пути фильтрации и т. п. Поэтому ясно, что зональность гидрохимическая не тождественна зональности гидродинамической

и гидродинамические зоны не могут быть однозначно разграничены по величинам минерализации или соотношению компонентов. Характерный пример — латеральное продвижение фронта инфильтрационных вод. Граница внедряющихся вод с вытесняемыми может быть очень резкой — на расстоянии 3—5 км минерализация может измениться от 10—30 до 100—150 г/л. В то же время ясно, что все гидродинамические характеристики подземных вод на этом участке меняются весьма слабо. Здесь наглядно проявляется нечеткость, интуитивность понятий «активность водообмена» и «гидродинамическая зональность».

Гидродинамическая зональность тесно связана с зональностью величин и природы пластовых давлений. Различные способы расчленения разреза по природе пластовых давлений уже предлагались Ю. В. Мухиным и А. Е. Ходьковым. Нам представляется более строгим физически использование в качестве критерия для выделения отдельных зон в разрезе и в плане степени сообщаемости отдельных блоков пород, отдельных пор в породе, а также самого наличия пустотности породы и существования воды в виде самостоятельной фазы.

При высоких давлениях и температурах горные породы способны к пластической и ползучей деформациям, стремящимся закрыть поры в породе, превратить ее в монолитную, гомогенную массу. Для этого необходимы давления около 2—5 тыс.  $\text{kГ/см}^2$  и температуры 300—500—800° С (в зависимости от породы). С другой стороны, с ростом температуры и давления возрастает растворимость воды в минеральном веществе породы. При температуре 900° С и давлении 4000  $\text{kГ/см}^2$  в гранитном стекле, например, может раствориться 9,35 весовых процента воды. Для сравнения — при 5% пористости и минерализации раствора 300 г/л вода составляет лишь около 1,5% в массе водонасыщенной породы. Таким образом, по-видимому, в зоне геостатических давлений около 3—4 тыс.  $\text{kГ/см}^2$  пустотность пород уже отсутствует, а вода не существует в виде самостоятельной фазы. С. М. Григорьевым [1971] была выдвинута оригинальная идея о существовании «дренажной оболочки» на глубине критической температуры воды. На наш взгляд, существующий материал свидетельствует скорее против этой точки зрения, чем за. По-видимому, на этих глубинах уже нет ни пустотности в породах, ни воды как самостоятельной фазы. Однако не исключено, что при изменении температурного поля критические явления и фазовые переходы в совокупности с изменениями пустотности пород и связности пор могут играть известную роль в перемещении подземных вод верхней части земной коры.

Такими, в общих чертах, представляются на сегодняшний день основные закономерности фильтрационных течений в артезианских бассейнах.

## Раздел II. ФОРМИРОВАНИЕ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД (ГПВ)

В большинстве артезианских бассейнов, в том числе и нефтегазоносных, наблюдается отчетливая вертикальная гидрохимическая зональность. В бассейнах, приуроченных к древним и эпигерцинским платформам, чаще всего наблюдается нормальная зональность, т. е. непрерывный рост минерализации воды с глубиной от пресных гидрокарбонатных вод до соленых и рассольных хлоридных натриево-кальциевых (с минерализацией до 640 г/л), реже — гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых. В ряде межгорных и предгорных бассейнов зональность имеет сложный характер (Предкавказский, Афгано-Таджикский бассейны и др.), однако тенденция нарастания минерализации с глубиной и здесь достаточно отчетлива. В областях интенсивного кайнозойского прогибания при отсутствии в разрезе соленосных отложений иногда наблюдается обратная зональность — минерализация непрерывно снижается с глубиной и тип вод меняется с хлор-кальциевого на гидрокарбонатно-натриевый (Южно-Каспийский бассейн, некоторые районы в бассейне Мексиканского залива). Это объясняется неблагоприятными условиями перераспределения подземных вод по плотности в гравитационном поле Земли в условиях генерации слабоминерализованных растворов в мощных глубокопогруженных глинистых толщах.

Наиболее полно вопросы региональной и вертикальной гидрохимической зональности артезианских бассейнов отражены в работах И. К. Зайцева, Н. И. Толстыхина, Г. М. Сухарева и многих других исследователей, а также на гидрогеологических картах СССР, составленных коллективом гидрогеологов ВСЕГЕИ под руководством И. К. Зайцева.

В бассейнах платформенного типа кривые изменения солености подземных вод по вертикали в первом приближении можно представить состоящими из 2 частей (см. рис. IV.5). Верхние части кривых от начала до точки изменения кривизны (перегиба) обращены вогнутостью вверх, нижние соответственно — выпуклостью вверх. Первый тип кривых, как известно, характеризует вынос солей из пород, второй — накопление солей в породах и водах.

Интерпретация этих кривых с точки зрения геогидродинамической зональности следующая: самые верхние части кривых до точек

максимальной кривизны характеризуют зону интенсивного водообмена. Средние части кривых от максимальной вогнутости через точку перегиба до максимальной выпуклости (вверх) характеризуют переходную зону — зону замедленного водообмена. В геохимическом отношении это — зона, переходная от зоны гипергенеза к зоне катагенеза. В разрезе ей обычно соответствуют наиболее мощные региональные водоупоры. Глубины залегания этой зоны колеблются для различных районов в очень широких пределах, от 250—800 до 400—1500 м. Наконец, нижние части кривых от максимальной выпуклости характеризуют зону весьма замедленного водообмена. Основная масса растворов здесь имеет происхождение, принципиально отличное от слабоминерализованных вод зоны гипергенеза, формирующихся за счет инфильтрации атмосферных осадков, выщелачивающих горные породы. Растворы нижней зоны в дальнейшем для краткости будем именовать глубокозалегающими подземными водами (ГПВ).

Проблема формирования запасов и состава ГПВ, имеющая первостепенное значение для развития теории нефтяной гидрогеологии, к настоящему времени весьма запутана и во многом дискуссионна, что отражает ее слабую изученность и недостаточно полную систематизацию данных различных ее разделов.

Глубокозалегающие подземные воды (ГПВ) представляют собой многокомпонентные сложные растворы минеральных солей, газов и органических веществ. Это обстоятельство неизбежно приводит к чисто методологической необходимости раздельного рассмотрения вопросов генезиса различных составляющих такого сложного раствора. Некоторые исследователи [Филатов, 1968] считают даже возможным рассматривать раздельно вопросы генезиса воды (как растворителя) и растворенного комплекса, причем вопросы формирования запасов воды часто решаются одним методом, например гидродинамическим [Пиннекер, 1966; Якобсон, 1967], а вопросы формирования солевого состава — принципиально иным, геохимическим. Современный уровень познания природы гидрогеологических процессов не позволяет согласиться с таким методологическим подходом. Каждой природной обстановке присущ тот или иной тип растворенных в воде соединений и изотопов, который при переходе в другую обстановку может изменяться, причем не произвольно, а в ограниченных пределах, наследуя ряд черт предыдущей обстановки. В этом смысле растворенный комплекс является интегральным индикатором тех условий и обстановок, в которых пребывала данная конкретная порция ГПВ в процессе формирования и развития геологической структуры, ее заключающей.

Задача гидрогеолога-нефтяника — восстановить по химизму вод с использованием всей возможной дополнительной геолого-физико-химической информации их источник и историю пребывания в недрах артезианских бассейнов.

## Глава IV. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СХЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГПВ

Теоретически возможны три генетические группы растворов, пополняющих запасы ГПВ: седиментогенные, инфильтрологенные (метеогенные) и ювенильные. Соответственно существуют и три исторически сложившиеся группы гипотез, однако фактическое обоснование их на современном этапе весьма неравноценно.

### § IV.1. ГИПОТЕЗЫ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО (МЕТЕОРНОГО) ГЕНЕЗИСА ГПВ

Данная группа гипотез обосновывалась и обосновывается главным образом сравнительно большими скоростями движения ГПВ, рассчитываемыми по данным градиентов приведенных давлений и средним величинам проницаемости пород. Однако при этом не учитывается ряд моментов.

1. Нельзя считать оправданными расчеты скоростей движения вод по средним коэффициентам проницаемости, так как скорость даже в весьма проницаемых отложениях при их замещении слабопроницаемыми (по площади бассейна) будет не выше, чем в последних. Фациальная же изменчивость присуща осадочным отложениям всех артезианских бассейнов. Поэтому необходимо допускать и существование весьма слабопроницаемых и непроницаемых барьеров в отдельных участках коллекторов, которые при редкой сети скважин могут быть и не вскрыты.

2. Все формулы не учитывают возможные отклонения фильтрации от закона Дарси при низких гидравлических градиентах и низких проницаемостях пород.

3. В последнее время накопилось уже достаточное количество данных о повышении приведенных статических уровней в артезианских бассейнах в направлении от складчатых обрамлений и гидро-геологических массивов к областям глубокого погружения пород (Южно-Каспийский, Предкавказский, Ферганский, Афгано-Таджикский бассейны и др.).

Рассматриваемая группа гипотез формирования ГПВ из пресных вод совершенно не обоснована с точки зрения источников, процессов и масштабов формирования растворенного солевого комплекса.

В. А. Сулин [1948], а вслед за ним многие его последователи [Гатальский, 1954; Сухарев, 1959; 1963; Корценштейн, 1970] полагают, что взаимодействие любых подземных вод с «морским солевым комплексом» горных пород неизбежно в течение геологической истории приводит к возникновению соленых вод и рассолов. Близкой точки зрения придерживается и Н. В. Тагеева [1968]. Элементарный расчет, однако, показывает, что возможная концентрация хлоридного раствора, которая может возникнуть за счет выщелачивания всего хлора из осадочных пород при кларковом его содержании (0,016%) [Сауков, 1966] пресной водой, не может превышать нескольких граммов на литр (до 2—7). Это при условии перехода всего хлора за один полный водообмен. При порционной же отдаче хлора

в течение нескольких полных водообменов такой процесс не сможет привести к переходу пресных вод в соленые, не говоря уже о рассолах.

Л. А. Гуляева [1956] для пород девона Волго-Уральской нефтегазоносной области приводит содержание хлора, на порядок больше хлоркового (в среднем 0,2%). Частично это обусловлено поступлением хлора в глинистые породы из подземных рассолов. Но даже и в этом случае полный одноактный переход всего хлора в ГПВ может обеспечить минерализацию не более 30—80 г/л, что в 3—10 раз менее фактической концентрации ГПВ этой области.

Практически весь хлор терригенных и карбонатных отложений находится в составе поровых растворов или в сорбированном состоянии; самостоятельных минералов хлора — галита, сильвина и других — в них не обнаруживается. Концентрация же порового раствора в зоне ГПВ обычно наиболее близко отвечает солености среды седиментации (см. ниже), что наряду с изложенным выше не дает основания отводить процессам выщелачивания и растворения негалогенных осадочных толщ существенную роль в изменении концентрации ГПВ.

Несмотря на очень большие различия состава рассолов выщелачивания и растворения соленосных пород и ГПВ соответствующей минерализации, А. М. Кузнецов [1961], Е. В. Пиннекер [1966] тем не менее считают последние рассолами выщелачивания соленосных отложений, преобразованными в процессе катионного обмена. Подробный критический анализ схемы Е. В. Пиннекера в целом уже приводился [Капченко, 1969]; некоторых положений этой схемы коснемся позже.

Для обоснования инфильтрационных гипотез в геохимическом аспекте привлекается целый ряд гипотез глубинного концентрирования пресных и соленых вод до состояния рассолов: подземное испарение, гидратация минералов, разнообразные диффузационные процессы дифференциации растворенного вещества и растворителя и др. Многие из этих гипотез уже критически рассматривались в работах И. К. Зайцева, Е. В. Посохова, Л. С. Балашова, А. М. Овчинникова, Л. Н. Капченко и многих других.

Группа гипотез подземного концентрирования подземных вод за счет удаления из растворов молекул воды, включающая подземное испарение в трактовке М. Е. Альтовского (1959—1967), вымораживание, химическое и радиохимическое поглощение и разложение воды при взаимодействии с минералами осадочных пород, критически рассматривалась Л. Н. Капченко [1965]. Был сделан вывод о несущественной роли этих процессов в региональном концентрировании ГПВ. Накопившиеся позднее данные позволяют сделать лишь небольшие корректизы к этому выводу.

1. При температурах зоны катагенеза ( $\leq 200^{\circ}\text{C}$ ) восходящая струйная миграция газа может приводить лишь к локальным понижениям или повышениям минерализации ГПВ за счет явлений ретроградной конденсации или ретроградного испарения воды в зонах неоген-четвертичного газообразования, формирования и переформирования залежей [Колодий, 1968].

2. Работами ряда литологов [Нестеров, 1965; Powers, 1967; Burst, 1969; Теодорович, Конюхов, 1970] установлена возможность перехода монтмориллонита в гидрослюды на глубинах 2—3 тыс. м и более. Этот процесс должен сопровождаться выделением слабоминерализованной воды, т. е. приводить к постепенному опреснению ГПВ. Однако гидрохимические особенности этого процесса пока изучены слабо. Естественно, подобное глубинное опреснение можно наблюдать лишь в областях интенсивного неоген-четвертичного прогибания, где оно еще не затушевано позднейшим конвективным перераспределением по разрезу вод разной плотности (Южно-Каспийский бассейн, бассейн Мексиканского залива, Сахалин и др.).

Разберем наиболее распространенную в настоящее время группу гипотез подземного изменения концентрации и состава ГПВ за счет процессов диффузии.

Изменение минерализации и состава подземных растворов в тонкокористых средах под влиянием диффузии можно рассматривать в двух аспектах:

- а) диффузионный поток растворенного вещества;
- б) диффузионный поток молекул воды.

Различие направлений и скоростей этих потоков может приводить, по представлениям некоторых исследователей, к изменению концентрации растворенных веществ в воде. Причинами диффузионных потоков могут быть градиенты давления, температуры и концентрации растворенного вещества, гравитационное поле. Так как рассматриваемые градиенты всегда действуют одновременно и часто разнонаправленно в каждой точке, необходимо уравнение, связывающее их действие. Такие уравнения предлагались (Н. Ф. Челищев, 1966 и др.), но для их решения в настоящее время недостает целого ряда экспериментальных данных и зависимостей. К косвенной оценке совместного действия процессов диффузии на концентрирование и изменение состава ГПВ мы подойдем позднее; здесь же необходимо кратко рассмотреть ряд отдельных гипотез, в основу каждой из которых положено действие одного из указанных выше градиентов, без учета действия других, что, строго говоря, не является правомерным.

#### ДИФФУЗИЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ ГРАДИЕНТА КОНЦЕНТРАЦИИ РАСТВОRENНОГО ВЕЩЕСТВА

Эксперименты, на которых базируются оценки масштаба этого вида диффузии в горных породах, проводились в условиях огромных градиентов концентрации (контакт соли и пресной воды) и при высокой влагонасыщенности глинистой пасты, приближающейся по консистенции к илу [Приклонский, Окинина, 1960; Затенацкая, 1963, 1965]. Диффузия молекул поваренной соли в этих условиях установлена на расстоянии нескольких сантиметров (до 9) от контакта за 5—160 суток. Диффузия солей при фактически наблюдаемых градиентах их концентрации (в ГПВ) в природных уплотненных глинах естественной структуры не изучалась. Следовательно, нельзя считать оправданными и расчеты скоростей полного рассоления

ГПВ на полную мощность чехла артезианских бассейнов при отсутствии в разрезе солей и засоления ГПВ при взаимодействии с иско-паемыми солями [Смирнов, 1968, 1970] на основе величин коэффициентов диффузии, определенных в условиях, резко отличных от природных. Не учитывается при этом также, что в сильно уплотненных глинах присутствует в основном связанная вода, обладающая низкой растворяющей способностью, что должно резко затормаживать диффузию солей в таких глинах. Равным образом, не учитывается тормозящее влияние на диффузию солей встречного осмотического потока молекул воды [Затенацкая, 1965; Yong, Low, 1965], обладающей, бесспорно, большей по сравнению с солями и ионами диффузионной подвижностью. Другие факты геологого-геохимического порядка, противоречащие гипотезе С. И. Смирнова, укажем несколько позже.

#### ДИФФУЗИЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ ГРАДИЕНТА ТЕМПЕРАТУРЫ

П. Н. Палей [1948] связывал с существованием геотермического градиента диффузию молекул воды вверх через глинистые толщи, за счет чего концентрация солей в остающейся малой порции воды должна повышаться. Диффузия самих солей и ионов вверх под влиянием возникающего градиента концентрации не допускалась по причине встречного осмотического давления воды. Обосновывалась эта идея П. Н. Палеем следующим образом: вода поглощается глинистой мембраной с той стороны, где выше упругость паров, и отделяется там, где упругость паров ниже. Упругость пара чистой воды при 10° С равна 9,2 *мм рт. ст.*, а крепкого рассола, содержащего 300 *г/кг* NaCl при 60° С (глубина 1500 *м*), — 188,5 *мм рт. ст.* Поэтому П. Н. Палей предполагал, что диффузия воды в геотермическом поле может приводить даже к перенасыщению ГПВ и выпадению из них соли в коллекторах. Нетрудно видеть аналогию гипотез П. Н. Палея и М. Е. Альтовского о подземном испарении воды по контакту твердой и жидкой фаз.

Рассуждения П. Н. Палея, однако, основаны на неверных и противоречивых исходных положениях.

— 1. С одной стороны, совершенно верно признается, что осмотическое давление молекул воды направлено в сторону повышения концентрации солей, т. е. сверху вниз, с другой — предполагаемый диффузионный поток воды оказывается направленным в обратную сторону, что противоречит одному другому.

2. Глинистая мембрана уподобляется одновременно, с одной стороны, среде, поры которой заполнены водяным паром (иначе рассуждения о разности упругостей водяного пара не имеют смысла), с другой — среде с порами, заполненными водой (осмотическое давление воды). Но одно исключает другое. К тому же первое допущение нереально.

В действительности концентрация растворенного вещества при наличии градиента температуры увеличивается в сторону падения последней, т. е. снизу вверх [Гуревич, 1969а, б]. Таким образом,

термодиффузия может только препятствовать концентрированию вод с ростом глубины. В реальных условиях действие этого процесса, протекающего с очень низкой скоростью, может нивелироваться за счет механического перемещения ГПВ или других, более «быстрых» процессов массопереноса солей, ионов и молекул воды.

#### ДИФФУЗИОННО-ОСМОТИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ ГРАДИЕНТА ПРИВЕДЕННОГО ДАВЛЕНИЯ (НАПОРА)

Как зарубежные, так и отечественные исследователи считают возможной вертикальную распыленную разгрузку ГПВ через глинистые толщи, сопровождающуюся осмотическим избирательным переносом молекул воды вверх, в результате чего остаточный раствор концентрируется [De-Sitter, 1947; Bredehoeft и др., 1963; Graf и др., 1966; Карцев, 1963; Анисимов, 1965 и др.]. Различия в скоростях проникновения через глины различных ионов используются для доказательства изменения состава растворов [White, 1965; Rittenhouse, 1967]. Многочисленными экспериментальными работами Уилли, Кемпера, Мак-Келвяя, Майлса и др. [Milne и др., 1963] действительно показано, что при весьма высоких градиентах давления наблюдается некоторое отставание растворенного вещества от растворителя в весьма тонкопористых глинистых породах. Связано это главным образом с явлениями обратного осмоса в очень тонких порах. Применяемые в рассматриваемых экспериментах нагрузки измерялись многими сотнями — первыми тысячами атмосфер, а остаточная пористость составляла всего несколько процентов, что характерно уже для пород стадии позднего катагенеза (глубины более 3—4 км). Таким образом, нельзя считать строго доказанным, что в изученном интервале глубин большинства артезианских бассейнов «солевой эффект отпрессовывания» вод из глин при их уплотнении проявлялся в существенных масштабах (о поровых растворах глин см. далее).

Идея же о распыленной диффузной разгрузке вод из коллекторов через глинистые водоупоры обоснована очень слабо. На стадии накопления и погружения осадочных толщ она нереальна потому, что давление в глинистых пластах остается все время более высоким, чем в коллекторах открытого типа, вплоть до стадии зрелого и позднего катагенеза и метагенеза, когда глины переходят в плотные аргиллиты, способные деформироваться хрупко, т. е. когда начинает стираться грань между коллектором и водоупором.

Вслед за Чини, Эзи и другими исследователями Ю. В. Мухин [1965], а также А. А. Карцев и С. Б. Вагин [1963] полагают, однако, что в периоды эрозии, когда часть геостатической нагрузки снимается, глинистые породы способны поглощать воду из коллектора, а в дальнейшем, при новом цикле погружения, вновь отдавать ее. Такой пульсационный процесс, по мнению Ю. В. Мухина, может обусловить непрерывно-прерывистую разгрузку вод через глинистые водоупоры. Необходимым условием такой разгрузки является преимущественное выделение воды в верхний горизонт при уплотнении и преимущественное поглощение из нижнего горизонта

при разуплотнении, что пока не доказано. Реальные масштабы разуплотнения и глубины, с которых оно может начинаться, не изучены. Не исключено, что разуплотняющиеся толщи не выходят за пределы зоны интенсивного и частично замедленного водообмена, где сказывается влияние метеорных вод.

Таким образом, рассматриваемая группа диффузионно-осмотических гипотез изменения концентрации (и состава) ГПВ является в целом малообоснованной применительно к изучаемым глубинам.

#### «КИСЛОТНО-ОСНОВНОЙ» ФИЛЬТРАЦИОННЫЙ ЭФФЕКТ Д. С. КОРЖИНСКОГО

В отличие от других исследователей, Д. С. Коржинский [1947, 1962] и его последователи причины отставания растворенного вещества от растворителя при фильтрации в тонкопористых средах видят не в хроматографических, диффузионно-осмотических процессах, а в электрохимических и гидродинамических явлениях, т. е. в различии скоростей фильтрации анионов, растворителя и катионов ( $\omega_{\text{ан}} \geq \omega_{\text{H}_2\text{O}} \geq \omega_{\text{кат}}$ ). В соответствии с принципом соблюдения электронейтральности раствора этот «эффект» должен сопровождаться разложением, точнее, диссоциацией воды и подкислением «головных» порций потока и подщелачиванием «хвостовых». Однако, как фактически показали эксперименты В. А. Жарикова и других исследователей, в основе этого «эффекта» лежат сорбционные явления [Изв. АН СССР, сер. геол., 10, 1963], проявляющиеся только в первых порциях фильтрата. Как было показано специалистами в области физической химии растворов [Гарибянц и др., 1966], Д. С. Коржинским и др. было принято положение о существовании в движущемся растворе стационарного фронта растворенного вещества в растворителе. Но такое явление в теории фильтрации электролитов неизвестно. Таким образом, теория и эксперимент не подтвердили реальности рассматриваемого «эффекта».

#### ГРАВИТАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ИОНОВ

По мнению К. В. Филатова [1956, 1968], в гравитационном поле Земли ионы способны распределяться по вертикали в соответствии с их удельной массой — частным от деления атомного веса на ионный радиус. Количественная проверка этой гипотезы с помощью закона Больцмана (О. П. Лебедев, 1960) показала, однако, что в вертикальном диапазоне нескольких тысяч метров возможное увеличение концентрации частиц не превышает двух раз. При этом не учитывался заряд частиц (ионов) и электрические силы взаимодействия между ними. Но даже и в этом случае совершенно ясно, что нельзя по схеме К. В. Филатова из пресных вод получить соленые, а из соленых — крепкие рассолы. Фактический материал по распределению отдельных ионов в разрезе различных артезианских бассейнов не дает однозначной картины, соответствующей схеме распределения ионов К. В. Филатова. К тому же представления о размерах радиусов ионов неоднократно менялись, а в последнее время Д. С. Соколо-

вым [1966] и В. И. Лебедевым [1969] прежние данные и представления о форме и размерах радиусов атомов и ионов снова подверглись ревизии.

#### «САМОДИФФУЗИЯ» ИОНОВ И МОЛЕКУЛ ВОДЫ ПОД ВЛИЯНИЕМ ГРАДИЕНТА ДАВЛЕНИЯ В СТОЛБЕ ВОДЫ

По мнению О. Я. Самойлова и Д. С. Соколова [1957], рост давления в столбе фильтрующейся жидкости должен приводить к нисходящей бародиффузии ионов и восходящей — молекул воды, так как с ростом давления энергия активации скачков ионов увеличивается, а молекул воды — уменьшается. Критический анализ физической стороны этой гипотезы дан в работе А. Е. Гуревича [1969а]. Фактические данные по распределению различных ионов в разрезе артезианских бассейнов, отвечающие данной гипотезе, наблюдаются сравнительно нечасто. Разделяют эту идею в настоящее время единичные исследователи, например З. В. Пушкина [1965].

Из всех существующих схем подземного изменения концентрации (и состава) ГПВ обоснованной является лишь схема растворения соленосных отложений первично ненасыщенными хлористым натрием водами. Но это влияние соленосных толщ достаточно отчетливо диагностируется гидрохимическими данными; оно имеет место главным образом в солянокупольных районах (гл. V). Ретроградное испарение и конденсация воды при процессах выделения углеводородного газа из растворенного состояния и обратно, а также при резкой смене термодинамической обстановки на пути струйной миграции газа имеют локальное значение и в целом весьма незначительные масштабы. Вероятно, значительное опресняющее влияние на ГПВ оказывают процессы преобразования состава глинистых минералов на стадии зрелого и позднего катагенеза, что фиксируется в областях современного или сравнительно недавнего проявления этих процессов в областях молодого прогибания, где результаты их действия не затушеваны прочими факторами. Остальные известные к настоящему времени схемы малоэффективны или нереальны, что особенно хорошо видно из анализа автоматически вытекающих из них геологических и геохимических следствий; рассмотрим их в каждой из выделенных групп гипотез.

#### ГИПОТЕЗЫ, ОБОСНОВЫВАЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ГПВ ИЗ ПРЕСНЫХ (ИНФИЛЬТРОГЕННЫХ) ВОД ЗА СЧЕТ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСТВОРЕНОГО ВЕЩЕСТВА И РАСТВОРИТЕЛЯ

К этой группе гипотез относится гипотеза подземного испарения в трактовке М. Е. Альтовского, гипотеза П. Н. Палея, «пресноводный» вариант гипотезы обратного осмоса при распыленной разгрузке ГПВ через глинистые пласти и др.

1. Объем исходных пресных вод должен в сотни-тысячи раз превосходить объем ГПВ; следовательно, для образования солевой массы глубокозалегающих рассолов необходимы тысячекратные

инфилтратионные водообмены (с учетом механизма рассеянной разгрузки вод через глины).

2. Поровые растворы глинистых толщ должны иметь концентрацию солей, меньшую, чем исходные инфильтрационные воды (иначе не осуществляется эффект концентрирования последних), т. е. быть по существу ультрапресными.

3. Поскольку пресные воды зоны гипергенеза содержат на порядок больше сульфатов и гидрокарбонатов кальция и магния, чем хлоридов натрия, то образование из них хлоридных рассолов обеспечит полное заполнение порового пространства гипсом, кальцитом, доломитом и т. д.

4. В составе жидкой и твердой фаз неизбежно присутствие сульфатов натрия.

5. На крайних стадиях концентрирования вод из них должны выпадать в порах и трещинах хлориды натрия (галит), причем их количество в породах-коллекторах должно расти от неогена к кембрию, так как рассолы с минерализацией 300 г/л есть уже и в отложениях неогена некоторых регионов; число же водообменов с увеличением геологического возраста пород чехла должно возрастать в силу стационарного характера предполагаемых процессов удаления молекул воды через глинистые толщи.

6. ГПВ должны быть насыщены растворенной углекислотой (сотни граммов на литр!), образовавшейся при выпадении карбонатов из бикарбонатных инфильтрационных вод.

7. Должны соблюдаться неравенства:  $\text{Cl}/\text{Br} > 300$ ,  $\text{Ca}/\text{Sr} > 200$ ,  $r\text{Na}/r\text{Cl} > 1$  и т. д.

8. Параллельно с дифференциацией воды и растворенного вещества необходимо допускать также и дифференциацию растворенных солей и воздушных газов примерно с теми же скоростями, в противном случае упругости воздушного азота в ГПВ должны измеряться сотнями атмосфер, а воздушного аргона — многими атмосферами.

Число подобных, нереальных по существу следствий можно было бы увеличить.

#### ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ РАССОЛОВ ИЗ МОРСКОЙ ВОДЫ (35 г/л) ЗА СЧЕТ ТЕХ ЖЕ МЕХАНИЗМОВ, ЧТО И В ПРЕДЫДУЩЕМ СЛУЧАЕ

К этой группе относятся гипотеза подземного испарения М. Е. Альтовского в трактовке некоторых его последователей, гипотеза обратного осмоса при распыленной разгрузке ГПВ в трактовке Д. Е. Уайта [1965], А. А. Карцева [1963] и др.

1. Для образования крепких и сверхкрепких рассолов в недрах объем исходных вод должен на порядок и более превышать объем последних; необходим 10—15-кратный седиментационный водообмен с участием распыленной разгрузки при условии 100%-ного эффекта «отфильтровывания» растворенных солей. При этом поровые растворы глинистых горизонтов также должны быть опреснены. Чтобы получить рассолы по гипотезе О. Я. Самойлова и Д. С. Соколова [1957] в трактовке З. В. Пушкиной [1965] и другим ги-

нотезам, сходным с нею, необходимо, чтобы ионы двигались со скоростями, на порядки большими, чем скорости фильтрационных потоков, что также нереально.

2. При условии приятия не 100%-ного эффекта, а на порядок и более меньшего (что относительно более вероятно, так как поровые растворы не опреснены — см. ниже) для превращения соленых вод в рассолы потребуется 100—150-кратный водообмен.

3. По тем же причинам, что и в первой группе, когда подземный переход морской воды в рассолы приведет к полному заполнению порового пространства коллекторов сульфатами и карбонатами, в породах-коллекторах наиболее глубоких горизонтов также должны выпадать хлориды натрия в количестве, увеличивающемся от неогена к кембрию, кроме того, должно сильно возрасти содержание и упругость  $\text{CO}_2$  и воздушных газов и т. д.

Хотя эти следствия сравнительно менее фантастичны, чем в первом случае, они тем не менее нереальны.

#### ГИПОТЕЗЫ ОСОЛОНЕНИЯ ГПВ ЗА СЧЕТ РАСТВОРЕНИЯ СОЛЕНОСНЫХ ПОРОД

Факт установленной в последние годы приуроченности наиболее крепких рассолов к галогенным формациям используется некоторыми исследователями как доказательство формирования солевой массы этих рассолов за счет вещества ископаемых хлоридных солей. Одни из них [Пиннекер, 1966] предполагают прямое растворение соли инфильтраторными водами, другие [Смирнов, 1968; Красинцева, 1968] связывают это с диффузионным оттоком солей в стороны и вверх и в конечном итоге — на поверхность Земли.

1. По мнению Е. В. Пиннекера, инфильтрационный водообмен в педрах Восточной Сибири осуществлялся 10 раз. Даже не вдаваясь в расчеты, можно уверенно говорить, что подобный процесс привел бы к растворению огромных масс соли в областях распространения соляных пород, примыкающих к зоне инфильтрационного питания. Геологическим следствием этого процесса должны быть обширные депрессии с опусканием надсолевых пород на десятки и сотни метров, контролируемые палеоконтурами соляных толщ и ограничиваемые сбросами и флексурами. В действительности надсолевые породы не испытывают подобного рода и подобного масштаба дислокаций.

С. И. Смирнов полагает, что темпы диффузионного массопереноса «таковы, что даже в глинистых породах погребенные седиментационные воды и рассолы, вероятно, сохраняются только в отложениях, по возрасту не древнее третичных» —  $< 70$  млн. лет (1968, стр. 111). В дотретичных же отложениях, по его мнению, даже соленые воды, не говоря уже о рассолах, формируются за счет диффузионного растворения ископаемых солей.

Во-первых, эта гипотеза не может объяснить причину формирования соленых вод и слабых рассолов в мезозойских и палеозойских отложениях там, где соленосных пород никогда не было (Кузбасс, Крым, Западная Сибирь, некоторые бассейны Скалистых

гор и т. д.). Во-вторых, она приводит и к совершению неправдо подобным геологическим следствиям.

Исходя из расчетов С. И. Смирнова, смена массы соли в растворах артезианских бассейнов с палеозойским чехлом (и соленосными толщами) должна произойти 4—7 раз 500 млн./70 млн. = 7 раз, Ст<sub>1</sub>, Восточная Сибирь). При средней глубине поверхности соли 2 км и пористости пород 20% масса поваренной соли в столбе ГПВ площадью сечения 1 м<sup>2</sup> и концентрацией соли в основании 300 г/л, а на поверхности — 0 г/л при условии линейного изменения минерализации с глубиной составит  $2000 \cdot 0,20 \cdot \frac{300}{2} = 60\,000$  кг, или с учетом плотности галита, равной 2,0, — 30 м<sup>3</sup> соли, т. е. слой мощностью 30 м. Такой слой соли «слизывается» за время, не превышающее 70 млн. лет (Pg+N).

Очевидно, в палеозойских отложениях слой соли, уничтоженной таким образом, составит 100—200 м при глубине ее залегания не менее 2 км. Уничтожение будет максимально с верхних и боковых поверхностей соляных пластов, что, так же как и в случае гипотезы Е. В. Пиннекера, не может не вызывать образования депрессий, опусканий надсолевых пород с образованием краевых разломов и флексур. Разумеется, в некоторых единичных случаях такое опускание надсолевых толщ может компенсироваться тектоническим поднятием области распространения галогенной формации, но границы тектонически различных зон обычно не следуют границам распространения солей (так как процессы тектонические и диффузионные вызываются разными причинами), поэтому нарушения на границах (палеограницах) распространения соленосных отложений за счет диффузионного растворения соли должны неизбежно фиксироваться.

Очевидно и то, что в случае залегания соляных толщ на глубине не 2000, а 200 м и менее, что имеет место в Верхнекамском, Бахмутском (Р) и других месторождениях, время установления стационарного диффузионного потока солей к поверхности Земли будет на порядок меньше, а следовательно, толщи уничтоженной соли должны измеряться мощностью во многие сотни метров. Например, верхние части галогенных циклов, сложенные обычно калийными и магниевыми солями, должны быть полностью уничтоженными. В действительности они сохраняются на глубинах 100 м и менее (Соликамск). Таким образом, геологические следствия гипотезы С. И. Смирнова также совершенно нереальны и не подтверждаются имеющимися данными.

2. При существовании многократного солевого обмена с поверхностью Земли практически невозможно метаморфизовать рассолы выщелачивания (NaCl) до значений  $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}} < 1$  (см. ниже).

3. Невозможно объяснить накопление брома в рассолах по сравнению с солями. Эксперименты В. В. Красинцевой [1968] по избирательному переходу брома из солей в раствор при высоком давлении проведены в условиях, слишком далеких от природной

обстановки, чтобы можно было придавать им серьезное значение (состояние соли соответствовало зоне диагенеза, а применяемые давления — зоне катагенеза). Геохимия же брома в галогенных отложениях не позволяет во всех случаях однозначно говорить о его избирательном переходе в подземные воды.

4. Гипотезе С. И. Смирнова противоречит и распределение гелия по разрезу артезианских бассейнов. Гелий обладает на порядок более высокой диффузионной проницаемостью, чем натрий и хлор, но, несмотря на это, сохраняются четкие различия в концентрациях гелия, в недрах палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений [Воронов и др., 1969], причем вертикальный градиент концентрации гелия в палеозойских отложениях максимален (до 500—1000), в кайнозойских — минимален (1—10) (см. также гл. IV, IV-3).

Приведем еще ряд гидрохимических данных, опровергающих инфильтрационную гипотезу исходя из реальных представлений о промывании пород-коллекторов. При полном вытеснении первичных седиментогенных растворов (первый инфильтрационный водообмен) минерализация исходной пресной воды может быть повышена (при отсутствии соленосных пород) из счет солей, растворенных в остаточной седиментогенной воде, «зажатой» в узких участках пор, и весьма незначительно — за счет диффузионного обмена солей с поровыми растворами водоупорных глинистых толщ.

По различным данным содержание остаточной воды в коллекторах составляет 1/4—1/3 от объема всех пор. Поэтому в первый полный инфильтрационный водообмен концентрация первично седиментогенной воды снизится в 3—4 раза. Во время последующих водообменов это снижение составит  $N = (3 \div 4)^n$  раз, где  $n$  — число водообменов. Например, при  $n = 3$   $N = 30 \div 60$ ; это значит, что первичные маточники садки галита ( $\sim 300 \text{ г/л}$ ) почти полностью опресняются ( $5 \div 10 \text{ г/л}$ ). Аналогичным образом были рассчитаны вероятные концентрации ГПВ, которые должны возникать при величинах скоростей их движения, приводимых рядом исследователей по отдельным регионам с учетом длительности последнего инфильтрационного периода (табл. IV.1). Ясно видно, что ГПВ большинства бассейнов должны быть при этом полностью опреснены, чего в действительности нет. На примере Предкавказья это подробнее рассмотрено в статье Л. Н. Капченко («Геология нефти и газа», № 2, 1972).

Большинство сторонников рассматриваемой группы гипотез основными областями разгрузки ГПВ считают впадины морей (в области шельфа и континентального склона). Попробуем учесть долю подземного глубинного стока в формировании солевой массы длительно изолированного от океана наземными и подземными барьерами крупного континентального бассейна — Каспийского моря. По представлениям многих исследователей, последнее именно и является областью разгрузки ГПВ окружающих артезианских бассейнов [Корценштейн, 1962].

Зная массу солей в море и окружающих его заливах ( $\sim 8 \cdot 10^{11} \text{ т}$ ), среднюю концентрацию ГПВ в окружающих его артезианских бас-

ТАБЛИЦА  
Сопоставление фактических концентраций солей в ГПВ с концентра-

Бассейн, часть бассейна	Возраст отложений чехла	Расстояние от «области питания» до «области разгрузки» (предполагаемое), км	Гидравлические градиенты	Скорость движения, м/год	Длительность последнего инфильтрационного периода, млн. лет
Ангаро-Ленский	См <sub>1</sub>	Сотни		1—5	450—500
Север Русской платформы	См—С	До 800—1000		1—5	220 —
Восток Русской платформы	С	Сотни (~ 500)		0,1—0,3	220 (с конца Р)
То же	D—С	То же	0,0003—0,0005	$n \cdot 10^{-1}$ (0,2—0,3?)	То же
»	D	»	0,0004—0,0005	0,005—0,04	»
»	D	»		0,05	»
»	C <sub>1</sub> —C <sub>2</sub>	»		0,2—1,00	»
Днепровско-Донецкая впадина	С	200—300		0,3—0,4	10 (с конца миоцене)
То же	P	200—300		0,7—0,8	То же
»	T	200—300		1,8	»
»	Mz	200—300		2—5	»
»	Pz	200—300		0,01—0,1	
Прикаспийская впадина (юго-вост. часть)	J—Cr	300—500		4,2 (до 2—3)	
Прикаспийская впадина (Астраханская обл.)	J—Cr	500—1000		0,06—0,13	
Западная Сибирь	Cr	1000—1500	0,00004—0,00006	0,24	25 (с конца Pg)

Количество инфильтрационных водообменов	Максимальная концентрация первичной седиментационной или погребенной воды, г/л	Концентрация пластовой воды в соответствии с рассчитанным количеством инфильтрационных водообменов, г/л	Наибольшая фактическая концентрация пластовой воды, г/л	Авторы, определившие скорость движения ГПВ, и год издания их работ
10	500—600	До 320 г/л (за счет растворения каменной соли)	500—640	Е. В. Пиннекер, 1966
200—500	300	Ультрапресная	270	М. А. Гатальский, 1954
40—100	300—340	»	270—320	М. И. Зайдельсон, 1959
400—100	300—340	»	270—320	М. И. Зайдельсон, 1963
2—12	300—340	1—35	270—320	Б. В. Васильев, 1961
10	300—340	Пресная	270—320	А. С. Зингер, 1966
100—1000	300—340	Ультрапресная	270—320	То же
10—20	300	Пресная	200—250	Л. П. Швай, 1963
20—40	300	Пресная (за счет растворения соли до 300 г/л NaCl)	100—200	То же
50—100	50—70	Пресная (за счет растворения соли до 200—300 г/л)	50—100	»
>100—200	50—70	Пресная (за счет растворения соли до 200—300 г/л NaCl)	20—70	»
От 0,3 до 3	50—70	От 70 до 1—2	20—70	А. А. Карцев, С. Б. Вагин, 1962
	<35 (до 300 за счет растворения соли)		250—300	В. П. Якуцени, 1961
	30—70, возможно, до 300 за счет растворения соли)		60—220	С. Б. Слободкина, 1966
3—5	20—35 (возможно, до 50?)	Пресная	20—30 (редко — до 60—80— в юрских отл.)	С. С. Бандаренко, 1961

Бассейн, часть бассейна	Возраст отложений чехла	Расстояние от «области питания» до «области разгрузки» (предполагаемое), км	Гидравлические градиенты	Скорость движения, м/год	Длительность последнего инфильтрационного периода, млн. лет
Западная Сибирь	Cr	1000—1500	0,00004—0,00006	0,01—0,10	25 (с конца Pg)
То же	Cr	1000—1500	0,0004—0,0006	0,01	То же
Восточное Предкавказье	J—Cr	250—300		3,6	10
Западное Предкавказье	J—Cr	300		0,02—0,27	10
Предкавказье	J—Cr	300	От 0,01—0,005 до 0,001 и менее	от 2,5 до 0,2—0,5	То же
	J—Cr	300		0,1—1,0	В J—до 160

сейнах ( $\sim 100$  г/л) и средний дебит поступления ГПВ в море ( $0,5$  км $^3$ , по В. Н. Корценштейну, 1962), нетрудно подсчитать массу «глубинных» солей в море, привнесенных за время его существования. За 10 тыс. лет, т. е. время полностью изолированного от океана существования Каспия, масса накопившихся в его водах «глубинных» солей должна быть примерно равна массе растворенных солей\*, т. е. последние должны иметь подземное происхождение, что противоречит составу этих солей [Бруевич, 1953; Капченко, 1969]: исходным типом воды Пракаспия была океаническая, в дальнейшем она метаморфизована только солями речного стока ( $r\text{Na}/r\text{Cl}=0,93$ ,  $\text{Cl}/\text{Br}=700$ ,  $\text{SO}_4/\text{Cl}$  велико).

Изолированная от океана зона прогибания в районе Каспия возникла 10 млн. лет назад. Причем на протяжении всего плиоцена Пракаспий кратковременно соединялся с океаном только в акчагыльском веке. Если считать, что подземный сток в это время имел тот же порядок, что и сейчас, то масса «глубинных» солей, привнесенных в бассейн только за 1 млн. лет, превысит массу солей в море на 2 порядка!!! Привнос солей хлора за этот же период в составе

\* Масса солей, выпавших из вод Каспия в его лагунах и заливах, а также солей, растворенных в поровых водах четвертичных осадков, несопоставимо мала по сравнению с массой растворенных солей в современной каспийской воде.

табл. IV.1

Количество инфильтрационных водообменов	Максимальная концентрация первичной седиментационной или погребенной воды, г/л	Концентрация пластовой воды в соответствии с рассчитанным количеством инфильтрационных водообменов, г/л	Наибольшая фактическая концентрация пластовой воды, г/л	Авторы, определявшие скорость движения ГПВ, и год издания их работ
До 1—2	20—35 (возможно, до 50?)	До 2—10 на севере и до 1— в южной части	20—30 (редко — до 60—80 в юрских отл.)	Б. Ф. Маврицкий, 1962
До 0,1—0,2	То же	Седиментационная вода не удалена		Г. А. Толстиков, 1965
До 100	160, в некоторых районах выше	Пресная	150—180 и более	С. А. Шагояц, 1949
1—10	35—50 (возможно, до 70)	От 8—14 до пресной	От 20—30 до 60—80	Д. И. Рогожин, 1964
7—100		Пресная	100—135	В. Н. Корценштейн, 1960, 1963, 1970
3—30	В ю — до 160—300 (в отдельных участках)	От 10—30 до пресной	100—135	А. А. Карцев, С. Б. Вагин, 1962

речного стока может обеспечить повышенные концентрации воды моря примерно на 80—100 г/л. Следствием этого должно было быть образование соленосной формации плиоценена мощностью не менее 500—1000 м (!!!), которой в действительности нет.

На протяжении антропогена (1 млн. лет) промежутки изолированного от океана существования Пракаспия длились сотнями тысяч лет. Следовательно, концентрация солей в нем должна была бы повышаться до стадии крепких рассолов с повсеместным образованием соответствующих донных отложений, которых, однако, тоже нет (за исключением периферических палеолагун и заливов моря). По фауне соленость Пракаспия в целом была все время ниже солености океана. Нет во впадинах моря и соответствующих гидрохимических аномалий, аналогичных рассолам Красного моря. Таким образом, мнение об интенсивной разгрузке ГПВ в Каспий по данным гидрохимии не подтверждается. По существу, нет также указаний о разгрузке рассольных ГПВ на дно других морей (за исключением локальных впадин в Красном море, обусловленных неотектоническими движениями разломного типа).

Таким образом, мнение об инфильтратогенной природе ГПВ не подтверждается большим комплексом данных. Влияние инфильтратогенных вод на ГПВ затухает, очевидно, уже в зоне замедленного

водообмена. Вероятнее всего, и в геологическом прошлом мощность зоны влияния инфильтрографных вод также была ограниченной. Поэтому нельзя считать оправданными и расчеты масштабов инфильтрационного водообмена в полном объеме чехлов артезианских бассейнов в определенные этапы геологического времени на основе предполагаемых гидравлических палеоградиентов и палеоскоростей движения ГПВ, применяемые А. А. Карцевым и С. Б. Вагиным [1962, 1963]. Очевидно также и то, что воды древнеинфильтрационных этапов при последующих трансгрессиях моря в области предполагаемого питания замещаются более «тяжелыми» растворами условно седиментогенного происхождения (точнее, погребенными, по М. П. Толстому).

#### § IV.2. ГИПОТЕЗЫ ЮВЕНИЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА ГПВ

Данная группа гипотез имеет не менее глубокие исторические корни, чем другие группы. В последние годы она развивается в работах В. Ф. Дергольца, Е. С. Гавриленко, В. А. Кротовой и многих геологов — сторонников неорганического происхождения нефти.

Обоснованием данной группы гипотез служит некоторое сходство химического облика ГПВ и вод областей современного вулканизма, растворов газово-жидких включений, а также общие соображения об эндогенном происхождении воды и анионов гидросфера в целом. Эти доказательства были суммированы Л. Н. Капченко [1962], однако предпринятое в дальнейшем более детальное сопоставление состава ГПВ и растворов, связанных с влиянием магматизма, показало достаточно отчетливые черты их различия как по химическому (табл. IV.2), так и газовому составу. Газы, растворенные в ГПВ, являются преобладающими углеводородными и азотно-углеводородными. Газы же, связанные с процессами магматизма, чаще всего характеризуются преобладанием  $\text{CO}_2$ , с примесью водорода, азота и микролицеств других компонентов. Содержание углеводородов (как правило, метана) за исключением единичных случаев (Хибины) не превышает нескольких процентов [Соколов, 1966; Хитаров, 1965].

В целом, как показано ранее [Капченко, 1966а], вывести состав рассолов артезианских бассейнов из постмагматических растворов невозможно. Все проявления вод, предположительно содержащих примесь постмагматических растворов, расположены главным образом вне пределов артезианских бассейнов, в подвижных областях (Тихоокеанский пояс, Кавказ и др.). За редкими исключениями, существенные скопления гидротермальных рудных и жильных минералов в глубоких рассолоносных горизонтах не выявлены. Кроме того, рассолоносные коллекторы не несут следов воздействия сколько-нибудь высоких температур ( $> 150-200^\circ \text{C}$ ).

Каково же действительное влияние флюидов ювенильного происхождения на концентрацию и состав глубокозалегающих подземных вод артезианских нефтегазоносных бассейнов? Для решения этого вопроса нами собран и проанализирован материал по

ТАБЛИЦА IV.2  
Характеристика химического состава вод с примесью постмагматических  
флюидов и глубокозалегающих вод артезианских бассейнов

Тип вод	$\frac{\text{Cl}}{\text{Br}}$	$\frac{\text{B}}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{F}}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{NH}_4}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{As}}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Cl}}$
Воды с примесью постмагматических флюидов	800	0,001—0,2	0,001—1,2	0,0001—0,4	0,001—0,1	0,001—0,8
Пластовые воды артезианских бассейнов	4—400, редко до 500—600	0,0001—0,02	0,00001—0,001	0,002—0,02	0,00002—0,0015	$n \cdot 10^{-5}$

Продолжение табл. IV.2

Тип вод	$\frac{\text{Li}}{\text{Na}}$	$\frac{r\text{K}}{r\text{Na}}$	$\frac{\text{Fe}}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{Mn}}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{Sr}}{\text{Cl}}$	$\frac{\text{Ba}}{\text{Cl}}$
Воды с примесью постмагматических флюидов	0,003—0,6	0,03—10,0	0,0003—0,2	0,00003—0,1	$n (10^{-4} \div 10^{-2})$	$n (10^{-3} \div 10^{-2})$
Пластовые воды артезианских бассейнов	0,0001—0,001	$n (10^{-4} \div 10^{-1})$	$n (10^{-4} \div 10^{-3})$	$0,0000n \div 0,000n$ $n (10^{-5} \div 10^{-4})$	0,0001—0,002	0,0006

ТАБЛИЦА  
Сопоставление состава подземных вод в пределах и за предела

Местоположение	Возраст Глубина, м	Водовмеща- ющие породы	Воды в пределах анома		
			Минера- лизация, г/л	Cl, г/л	HCO <sub>3</sub> + CO <sub>3</sub> , мг-экв/л
Волго-Уральская об- ласть (Башкирия)	D <sub>3</sub> 2100—2300	Песчаник	242—259	150—162	6,0—9,0
Пермский бассейн (Делавэр, Вал-Вер- де)	O—D 4000—4700	Терригенные породы	20—75		
Бассейны * Скали- стых гор	J—Cr 400—1600	То же			
Бассейны * Калифор- нии	Cr—N До 1000	»			
Калифорния, р-н оз. Салтоу Си	N 117—1570	Терригенные трещинова- тые породы	34—332	13—184	
Аляска (грязевой вулкан)	N	То же	25,8—27,1	10,8—12,1	7,2—8,3
Кузнецкий бассейн	Pz—J 175—321	Песчаник	До 4,5	<1	
Западная Сибирь, Шамская струк- тура	J 1420—1530	»	29,4	7,1	212
Западная Сибирь (кроме Шамской структурой)	Pz—Cr <sub>2</sub> 1500—2900	»	До 10—19	3—6	50—115
Забайкалье, Балей- ский грабен	J—Cr	Глины, песчаники, конгломераты	До 7—16,4	n · 10 <sup>-2</sup>	100—200
Северный Сахалин (Тунгор, Некра- совка, Абановка и др.)	N <sub>2</sub> 1000—2500	Песчаник	До 40—57	2—11	50—600
Южный Сахалин (грязевой вулкан)	N	Глины	12—25	До 7—11	120—250
Афганистан (Ходжа- Гугердаг, Етым- Таг, Елангач и др.)	Cr <sub>1</sub> —Pz До 2300	Терригенные карбонатные породы	58—173	30—100	6—32
Паннонский бассейн, Курорт Бюккек	T = 42° С	Терригенные породы	27,5—29,1	22% -экв	78% -экв
Хайдусобосло	T = 78° С 2032	Терригенные породы	5,4—5,9	66— 73% -экв	26—34% -экв

лий ( $\text{CO}_2 \geq \text{CH}_4$ )		Воды за пределами аномалий ( $\text{CH}_4 \gg \text{CO}_2$ )						
		В, мг/л	$\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$	Минерализация, г/л	Cl, г/л	$\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$ , мг-экв/л	В, мг/л	$\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}}$
500	169—173	0,45—0,6	240—290	156—182	0,4—0,5 (до 1—1,4)		0,45—0,7	
			30—75 до 150—250				0,8—0,9	
			1,2—12 (редко до 20—50)	До 10—30	До 10—20		0,85—6,5 (до 18,0)	
			От неск. до 30 (един. — до 100)	До 10—18	До 50—90		1,3—1,4	
Br—40	1,3	0,47	До 14,9	До 9—10			30—35	0,95
I—14	Br—40	1,7—5,0	До 7—10					
		1,94	13,8	8,5	9,5	Br—40 J—13	0,96	
1	До 40, точка — 930	1,1—1,68	От 10—15 до 50—80 (редко)	От 7—10 до 36—48	До 15—30		0,7—1,5	
		40—100 и более	<1	$n \cdot 10^{-2}$	2—5		$n — n \cdot 10$	
		3—10 и более	От 2—5	3—15	5—50	До 80	0,92—3,0	
HBO <sub>2</sub> — 900—1430	4,5	2,16—2,60						
		0,58—0,92	134—358	10—220	0,1—2,8		0,9—0,7 до 0,62	
		4,5						
HBO <sub>2</sub> — 97,0	1,3—1,5							

Местоположение	Возраст Глубина, м	Водовмеща- ющие породы	Воды в пределах анома		
			Минера- лизация, г/л	Cl, г/л	HCO <sub>3</sub> + CO <sub>3</sub> , мг-экв/л
Харкань	$T = 61^\circ \text{C}$ 1300—1500	То же	1,1	26%-экв	68%-экв
Закарпатье	$N_1 - Pz$ 1300—2400	»	10—60,3	До 20—30	До 200—250
Предкавказье (стык с Минераловодским выступом)	$Cr - Pg$ 580—2592	Терригенные, карбонатные породы	5—16,8	До 6—7	60—70%-экв
Ессентуки	Cr	Карбонатные породы	5—14	До 6—7	60—70%-экв
Боржоми	$Cr - Pg$ 500—900	Флиш	7—9	10— 20%-экв	77%-экв
Керченский п-ов, Гряз- евые сопки (CO <sub>2</sub> и CH <sub>4</sub> ) и залежи (CH <sub>4</sub> )	N 30—2300	Глинистые породы	8—23	31— 50%-экв	48—69%-экв
Колхидская впадина (Квалони и др.)*	$Cr_1$ 1200—3300 + до 95° С и более (до 250° С в породе)	Терригенные и карбонатные породы	11—75,2	5—10	

\* Даётся общая характеристика вод региона, без подразделения на фоно

проявлениям глубинных углекислых газов в пределах артезианских бассейнов с выявленной промышленной нефтегазоносностью.

Глубинная CO<sub>2</sub> может иметь магматогенное и (или) метаморфогенное происхождение. В настоящее время отсутствуют критерии диагностики этих типов. Важнее найти критерии отличия двуокиси углерода глубинного и биогенного происхождения. Вопрос этот чрезвычайно сложен, особенно при низких содержаниях CO<sub>2</sub> в составе растворенного или свободного углеводородного газа. Поэтому пока основными критериями отличия глубинной CO<sub>2</sub> от биогенной являются следующие:

- высокое содержание CO<sub>2</sub> в газе (> 30—50%);
- высокая упругость растворенного газа (вплоть до насыщения);
- приуроченность к активным тектоническим зонам, часто со-

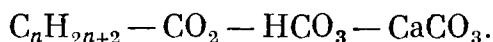
табл. IV.3

лий ( $\text{CO}_2 \geq \text{CH}_4$ )		Воды за пределами аномалий ( $\text{CH}_4 \gg \text{CO}_2$ )				
B, мг/л	$\frac{r \text{Na}}{r \text{Cl}}$	Минерализация, г/л	Cl, г/л	$\text{HCO}_3 + \text{CO}_3$ мг-экв/л	B, мг/л	$\frac{r \text{Na}}{r \text{Cl}}$
$\text{B}_2\text{O}_3 = 0,0 - 209,4$	2,5	До 160—200	До 80—140		20—80 ( $\text{B}_2\text{O}_3$ )	0,8—0,9
	4—5	13,4—22 (до 78)	5—47			1,0—0,95
	—	P = 17,2—35,9	10—22			$\leq 1,0$
	4—5					
	6—8	12—17 (до 40—70)	7—10		80—200	$\sim 1$
	100—400 (до 917— 1195)	1,0—2,0 (до 4,61)	7—10			
		0,9—0,7, до 0,6 (Cl—Ca)				

вые и аномальные.

проводимым молодым магматизмом и сейсмичностью (глубинные разломы).

Более точные критерии диагностики газов углерода различного генезиса, вероятно, можно будет получить на основе данных по изучению изотопных равновесий в системе



Как показал анализ фактического материала по известным в литературе проявлениям углекислых и углеводородно-углекислых газов в недрах нефтегазоносных бассейнов земного шара, эти проявления обычно имеют локализованный характер, в виде отдельных аномалий. В пределах этих аномалий (табл. IV.3) минерализация и содержание основного компонента солевого состава — хлора — существенно не изменяется по сравнению с фоном. Резко возрастает лишь содержание иона  $\text{HCO}_3$  и частично отношение  $\text{Na}/\text{Cl}$ , что

находится в связи с накоплением в водах  $\text{NaHCO}_3$  за счет разложения алюмосиликатов углекислотой. Параллельного с углекислотой накопления хлора не происходит (рис. IV.1, IV.2, IV.3). Иногда повышается содержание бора и других микроэлементов — ртути, лития (Керченско-Таманская область). В недрах же Северного Сахалина бор имеет большую связь с хлором, чем с  $\text{HCO}_3$ , так что зависимость  $\text{B}-\text{HCO}_3/\text{Cl}$  близка к обратной (рис. IV.4).

Не устанавливается сколько-нибудь ощутимого изменения содержаний брома, аммония и йода в зонах внедрения глубинной

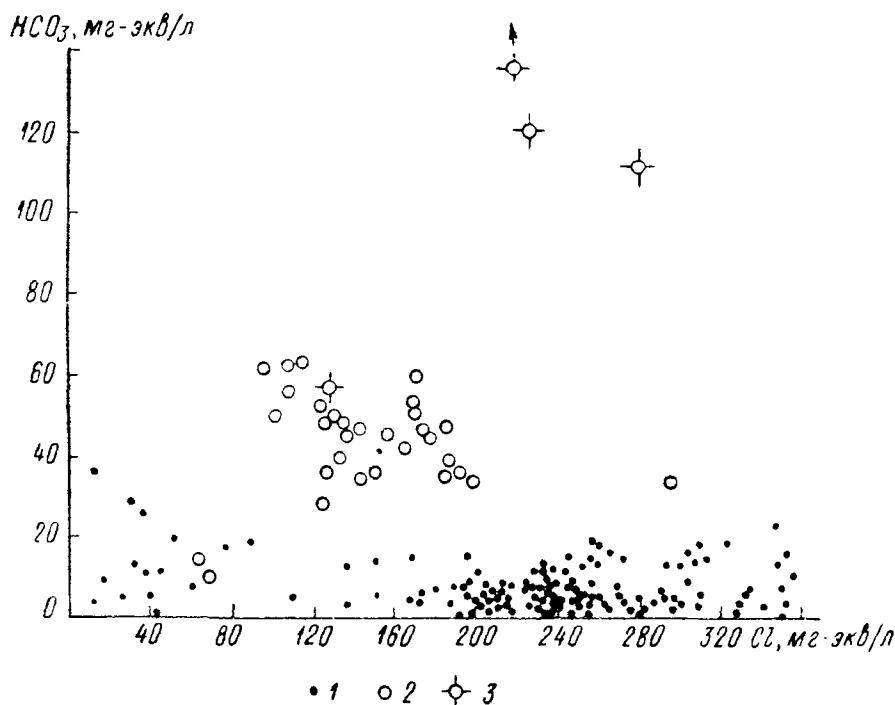


Рис. IV.1. Зависимость  $\text{HCO}_3 - \text{Cl}$  для пластовых вод нижних водоносных комплексов чехла Западной Сибири, по данным В. Б. Торговацовой и др. [1960], Н. М. Кругликова [1964] и Г. А. Толстикова [1963, 1964].

1 — воды хлоркальциевого типа; 2 — воды гидрокарбонатно-натриевого типа, формирующиеся преимущественно под влиянием биогенной  $\text{CO}_2$ ; 3 — воды того же типа, но формирующиеся под влиянием глубинной  $\text{CO}_2$  (Самутнельская и Мулыминская площади).

углекислоты. Все эти компоненты, как и бор, более тесно корреляционно связаны с хлором. В целом, в пределах аномалий глубинной  $\text{CO}_2$  минерализация вод и их состав находятся в зависимости от фациальных особенностей разреза водонапорных систем: максимальная минерализация наблюдается в областях распространения галогенных формаций (Афганистан, Армения), минимальная — в бассейнах, сложенных исключительно пресноводными отложениями (Забайкалье). В последнем случае минерализация растет только за счет  $\text{NaHCO}_3$ ; содержание хлора ничтожно (см. табл. IV.3).

Таким образом, миграция в недра нефтегазоносных артезианских бассейнов глубинных флюидов в относительно тектонически

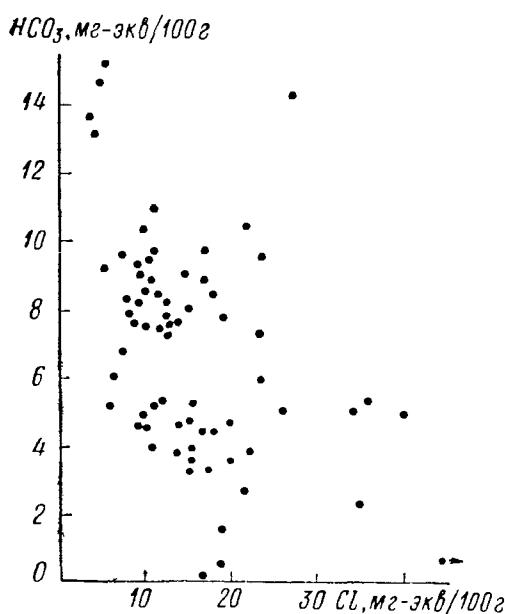


Рис. IV.2. Зависимость  $\text{HCO}_3$ — $\text{Cl}$  для вод грязевых вулканов Керченско-Таманской области (по данным И. А. Ходьковой, 1969).

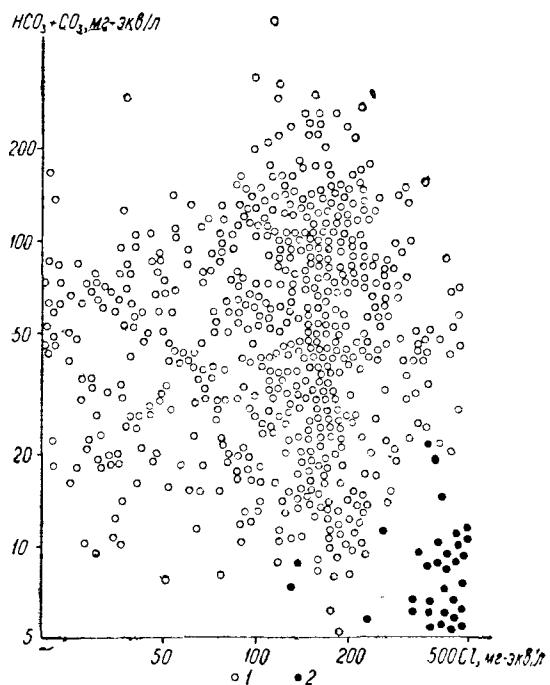


Рис. IV.3. Зависимость  $(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3)$ — $\text{Cl}$  для пластовых вод нефтяных месторождений о. Сахалин (по данным О. В. Равдоникас и др., 1963).

1 — гидрокарбонатно-натриевый тип; 2 — хлоркальциевый тип.

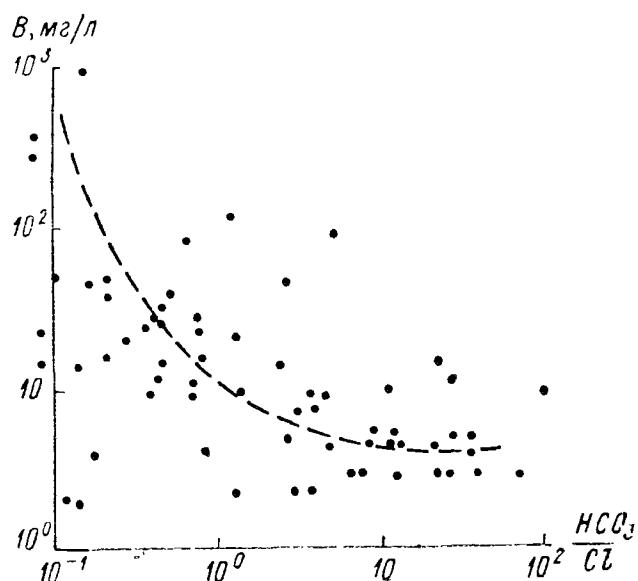


Рис. IV.4. Зависимость  $B - \frac{\text{HCO}_3}{\text{Cl}}$  для пластовых вод Северного Сахалина (по данным О. В. Равдоникас, 1965).

активных локальных зонах не приводит к возникновению крепких хлоридных рассолов. Формируются лишь специфические щелочные воды с концентрацией чаще всего до 20—30, реже до 60—80 г/л и в отдельных случаях, при наличии в разрезе галогенных формаций — до 170 г/л.

### § IV.3. ГИПОТЕЗЫ СЕДИМЕНТАЦИОННОГО ГЕНЕЗИСА ГПВ

Крупный вклад в развитие представлений о седиментогенном происхождении ГПВ внесли С. Хант, Н. И. Андрусов, А. Лэйн, А. Д. Архангельский, Н. В. Тагеева, Г. Н. Каменский, А. М. Овчинников, Г. М. Сухарев, А. Н. Бунеев, К. И. Маков, И. К. Зайцев, Е. В. Порохов, А. Е. Бабинец, А. Е. Ходыков, Л. С. Балашов, Е. А. Басков, А. А. Карцев, В. И. Лебедев, Ю. В. Мухин, О. В. Шишкина, М. Г. Валяшко, Д. Е. Уайт, Н. М. Кругликов, М. С. Агаларов и др.

Среди сторонников седиментационных гипотез генезиса ГПВ существуют различные мнения относительно механизмов захоронения и преобразования состава исходных растворов.

Первая многочисленная группа исследователей полагает, что исходные седиментогенные морские иловые воды имеют соленость в среднем 35 г/л и в дальнейшем под влиянием различных механизмов концентрируются и метаморфизуются в подземных условиях вплоть до стадии крепких рассолов (Н. В. Тагеева, А. А. Карцев, Е. А. Барс, Г. М. Сухарев, Л. С. Балашов, М. А. Гатальский и др.). Как уже говорилось выше, представление о существенном концентрировании ГПВ вне развития соленосных пород не является достаточно научно обоснованным.

Е. В. Порохов [1969], по существу, продолжает развивать положение Ханта-Лэйна о древних хлоркальциевых морях. Предполагается, что в составе древнего палеозойского океана значительную роль играли хлориды кальция, а постседиментационные процессы не оказали существенного влияния на изменение первичного общего химического облика ГПВ. В свете современных геохимических данных идея о древнем «хлоркальциевом» океане не выдерживает критики, тем не менее в некоторых длительно развивавшихся полузолированных бассейнах галогенной седиментации под влиянием поступления с суши гидрокарбонатов кальция исходная морская рапа обессульфачивалась (по реакции Гайдингера) и в ней создавались условия для появления  $\text{CaCl}_2$  (по реакции Мариньи). Наиболее вероятно существование таких морей в нижнем палеозое в южной части Сибирской и восточной части Северо-Американской платформ. Максимальную минерализацию ГПВ этих регионов до 640—680 (?) г/л нельзя объяснить подземной метаморфацией хлоридно-магниевой эвтоники; наибольшая минерализация, которая может возникнуть при замене магния эвтоники на кальций силикатов и карбонатов, не превышает 580 г/л.

Наиболее обоснованной из седиментационных гипотез генезиса

ГПВ в настоящее время является точка зрения о соответствии концентрации и состава седиментогенных вод характеру геологических формаций и фаций пород, слагающих чехлы отдельных артезианских бассейнов и о формировании самих вод в процессе накопления и преобразования этих формаций. Эта точка зрения развивается в трудах И. К. Зайцева, А. Е. Ходькова, М. Г. Валяшко, Е. А. Баскова и ряда других исследователей. Ниже мы приведем в систематизированном виде основные доказательства этого научного положения, но предварительно необходимо обратиться к анализу ряда факторов, возможно влияющих, по мнению ряда исследователей, на различие концентрации и состава ГПВ отдельных артезианских бассейнов. При рассмотрении кривых изменения минерализации подземных вод в нижней гидрохимической зоне различных артезианских бассейнов (рис. IV.5) обращают внимание два обстоятельства.

1. Резкое различие концентраций подземных вод на одних и тех же глубинах в разных регионах.

2. Затухание роста концентраций по мере возрастания глубины, вплоть до перехода в ряде случаев к уменьшению. Иногда резкие колебания минерализации по глубине.

Широко существует мнение, что величина минерализации (и метаморфизации) ГПВ обусловлена различной закрытостью недр, с учетом фактора времени и различной растворимости солей [Кротова, 1960]. Остановимся на этих вопросах.

**Закрытость недр.** Оценку закрытости недр с помощью гидрохимических параметров (М. А. Гатальский, В. А. Кротова) нельзя признать удачной, так как сама она является следствием литологической закрытости. В первом приближении закрытость недр (в случае терригенного разреза) прямо пропорциональна суммарной мощности водоупорных глинистых пород  $M_g$ , глубине залегания водоносных горизонтов  $M$  и обратно пропорциональна мощности проницаемых, песчаных горизонтов  $M_p$ . С этой целью и вводится условный коэффициент литологической закрытости  $K_3$  разреза, который подсчитывается по формуле  $K_3 = \frac{M_g \cdot M}{M_p \cdot 100}$ .

В табл. IV.4 приводятся значения  $K_3$  и минерализации пластовых вод для глубин 1, 2 и 3 тыс. м. Как будет показано дальше, метаморфизация пластовых вод находится в тесной связи с минерализацией. Поэтому ее показатели в таблице не даны. К каким же можно прийти выводам, рассматривая таблицу? В большинстве регионов по мере увеличения коэффициента закрытости минерализация пластовой воды растет, причем от 1 до 2 тыс. м рост чаще (но не всегда) более интенсивный, чем от 2 до 3 тыс. м. В Азербайджане же, несмотря на небольшое увеличение с глубиной коэффициента закрытости, минерализация с глубиной резко падает. Наоборот, на некоторых структурах Предкавказья, несмотря на уменьшение с глубиной коэффициента закрытости, минерализация хотя и медленно, но возрастает (Северо-Ставропольское, Кугультинское месторождения).

Что же обнаруживается при сопоставлении между собой различных регионов? Возьмем глубину 2000 м. При близких между собой

значениях коэффициентов закрытости Северного Сахалина, Западной Сибири, Прикаспийской впадины и Мангышлака минерализация пластовых вод в последних двух регионах выше, чем в первых двух на целый порядок. В Зея-Буреинской впадине и на Сахалине при

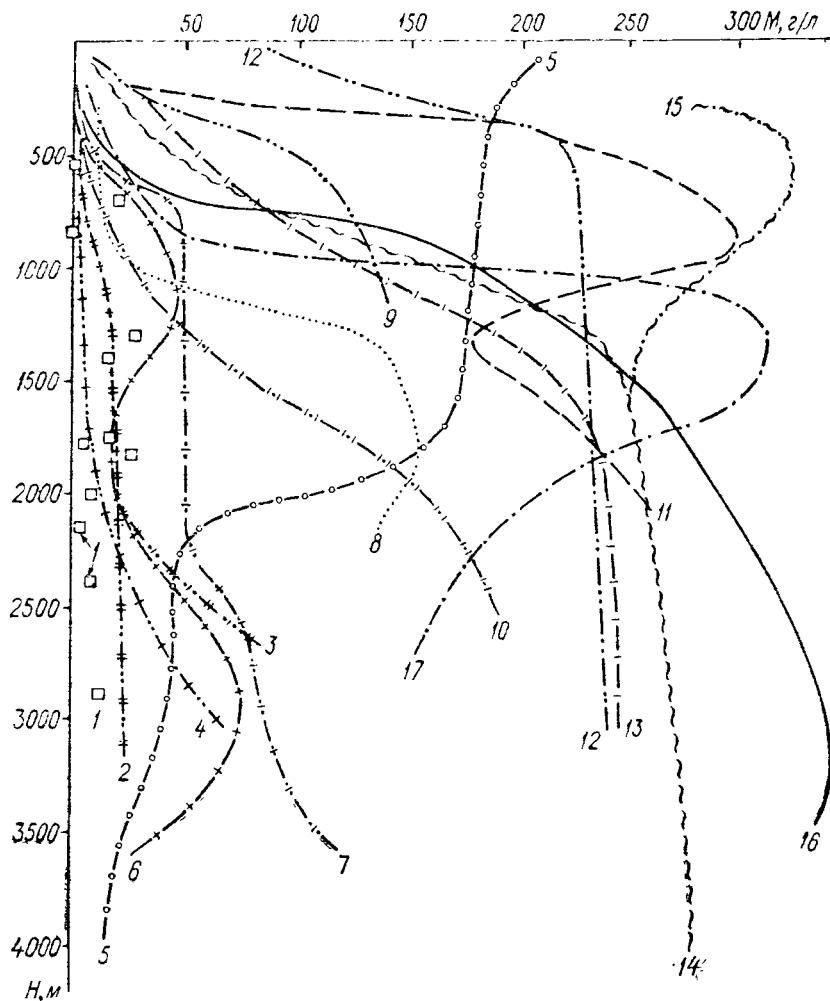


Рис. IV.5. Изменение минерализации подземных вод в вертикальном разрезе артезианских бассейнов.

1 — Северный Сахалин; 2 — Западная Сибирь (запад); 3 — то же (центр — восток); 4 — Вилюйская синеклиза (мезовой); 5 — Азербайджан; 6 — Западное Предкавказье (Ахтырско-Бугундырское месторождение); 7 — Восточное Предкавказье (Озек-Суат); 8 — Южный Мангышлак (Узень); 9 — Иллиной; 10 — Днепровско-Донецкая впадина (центр); 11 — то же (юго-восток); 12 — Техас; 13 — Арканзас-Луизиана; 14 — Волго-Уральская область (фон); 15 — то же (области развития соленосных пермских отложений); 16 — Припятская впадина; 17 — Ангаро-Ленский бассейн (масштаб по горизонтали сокращен в 2 раза, т. е. 300 г/л на шкале соответствуют 600 г/л и т. д.).

близких значениях коэффициентов закрытости минерализация также различается на порядок и более. В Вилюйской же синеклизе с коэффициентами закрытости, в несколько раз более низкими, чем в Зея-Буреинской впадине, минерализация выше, чем в последней, в 10—40 раз. При близких значениях коэффициентов литологической закрытости Днепровско-Донецкой впадины и Предкарпатья,

ТАБЛИЦА IV.4

## Коэффициенты закрытости и минерализация пластовых вод некоторых артезианских бассейнов

Бассейн, структура	1000 м		2000 м		3000 м	
	$K_3$	$M, \text{г/л}$	$K_3$	$M, \text{г/л}$	$K_3$	$M, \text{г/л}$
<i>Вилюйский бассейн</i>						
Намская скв. . . . .	2,5	3	6,0	12	6,0	47
Усть-Вилюйская скв. . . . .	1,5	13	4,0	50	2800	м
Быхынайская скв. . . . .	1,0	3	1,7	23	5,5	47
<i>Сев. Сахалин</i>						
Южная Оха . . . . .	20	12	—	—	—	—
Сабо . . . . .	5	0,5	18	10	—	—
Некрасовка . . . . .	2,5	2,5	10	3,2	19	11,7
Гиляко-Абунан . . . . .	3,0	7,5	33	15	—	—
Восточное Эхаби (надвиг)	19,0	27	—	—	—	—
Восточное Эхаби (поднадвиг)	7,5	19	21	20,5	—	—
<i>Зея-Буреинская впадина</i> . . . . .	10	1,0	16 (1600 м)	1,4 (1600 м)	—	—
<i>Южный Мангышлак</i> . . . . .	46	19—27	37,6	132— 164	51	До 180
Мангышлак (мыс Песчаный) . . .	16		24		27,4	
<i>Прикаспийская впадина</i>						
Южно-Эмбенская опорная скважина . . . . .	25	До 124 г/кг	34	До 215 г/кг	30	195 г/кг
Скв. Тугаракчан-5 . . . . .	10		28		—	—
<i>Западная Сибирь</i>						
Сургутская опорная скважина . .	21	17,6	19	14—20	29	9,4— 22,2
Уватская опорная скважина . .	113		100	16	152	13
Березовская опорная скважина . .	17	15,5	—	—	—	—
Ханты-Мансийская опорная скважина . . . . .	17	14	23	9,2(?)	—	—
Покурская опорная скважина . .	30	19,3	24	18,4	—	—
<i>Днепровско-Донецкая впадина</i>						
Северо-Голубовская площадь . .	3	50	11	71	20,5	101
Шебелинская структура . . . .	13	50	33,4	174	41	—
Куняинская опорная скважина . .	50	47	62	92— 135	75	143 (2800 м)
Петровско-Купольная опорная скважина . . . . .	9	50	21	—	—	—
Харьковская опорная скважина . .	34		41	172— 193	55	200
<i>Закарпатский прогиб</i>						
Даниловская опорная скважина	102	205— 218*	96	2300 165— 240*	—	—

\* Минерализация пластовой воды до соседним скважинам.

Продолжение табл. IV.4

Бассейн, структура	1000 м		2000 м		3000 м	
	$K_3$	$M, g/\lambda$	$K_3$	$M, g/\lambda$	$K_3$	$M, g/\lambda$
<i>Предкарпатский прогиб</i>						
Покурская опорная скважина . . .	9	?	12	до 240 *	22,3	200 *
<i>Азербайджан</i>						
Месторождение Кала . . . . .	16	130	17	16	—	—
Нефтяные камни . . . . .	12,7	до 100	40	13—27	—	—
о. Артем . . . . .	10	13	—	—	—	—
Локбатан . . . . .	5,8	18—23	—	—	—	—
<i>Грузия</i>						3275 м
Квалони . . . . .	11	?	24	42	24	68
<i>Предкавказье</i>						
Озек-Суатское месторождение . . .	8	48	26	?	35	76
Октябрьское месторождение . . .	30	19	—	—	—	—
Ахтырско-Бугундырское месторождение . . . . .	43	45	53	18	69	72
Анастасиевско-Троицкое месторождение . . . . .	18	11	46	32	—	—
Каневское месторождение . . . .	15	14	31	26	—	—
Прасковейская и Чкаловская площадь . . . . .	8	12	52	30	100	61
Северо-Ставропольское месторождение . . . . .	90	16	25	45	—	—
Кугультинское месторождение . . .	30	64	28	80	—	—
Александровская опорная скважина . . . . .	13	—	45	53	70	37,2

\* Минерализация пластовой воды по соседним скважинам.

с одной стороны, и Предкавказья — с другой, минерализация вод в последнем меньше, чем в первых двух, во много раз.

Обладая достаточной закрытостью для сохранения залежей нефти и газа, различные нефтегазоносные регионы содержат самые различные по минерализации и метаморфизации пластовые воды. Из приведенных данных нетрудно видеть, что различия в степени закрытости различных регионов не являются причиной различия минерализации пластовых вод глубоких горизонтов в этих регионах.

**Фактор времени.** В. А. Кротова [1960а], сравнивая подземные воды кембрия Восточной Сибири, девона и карбона Волго-Уральской области, мела и юры Западной Сибири, выдвинула идею о значительной роли геологического времени в формировании солевой массы, повышении метаморфизации и содержания брома в пластовых водах. В основе самой идеи лежит эмпиризм, основанный на огра-

ниченном материале трех совершенно различных регионов. К сожалению, раскрытию механизма данного влияния было уделено очень мало места. Отмечалось, что геологическое время увеличивает масштабы процессов метаморфизации за счет катионного обмена и поступления летучих минерализаторов из мантии. Идея о факторе времени понятна, если стоять на позициях седиментационного происхождения рассолов со временем образования осадков. Но В. А. Кротова категорически отвергает седиментационную гипотезу и стоит на позициях инфильтрационной и ювенильной концепций. Если допускать, подобно Е. В. Пиннекеру [1966], взгляды которого В. А. Кротова разделяет, что водообмен в недрах Ангаро-Ленского бассейна произошел 10 раз, то ни о каком факторе времени говорить не приходится, так как геохимические результаты тех процессов, которые протекали на платформе в предыдущие 9 циклов, т. е. в течение  $\frac{500 \cdot 9}{10} = 450$  млн. лет, уничтожены последним инфильтрационным циклом длительностью около 50 млн. лет, периодом не древнее эоцена. Если допускать инфильтрационный водообмен с аналогичной скоростью в Предуралье и Западной Сибири, то они окажутся в одинаковом положении с Восточной Сибирью, так как все водовмещающие их толщи (Ст—Cr) древнее эоцена в несколько раз.

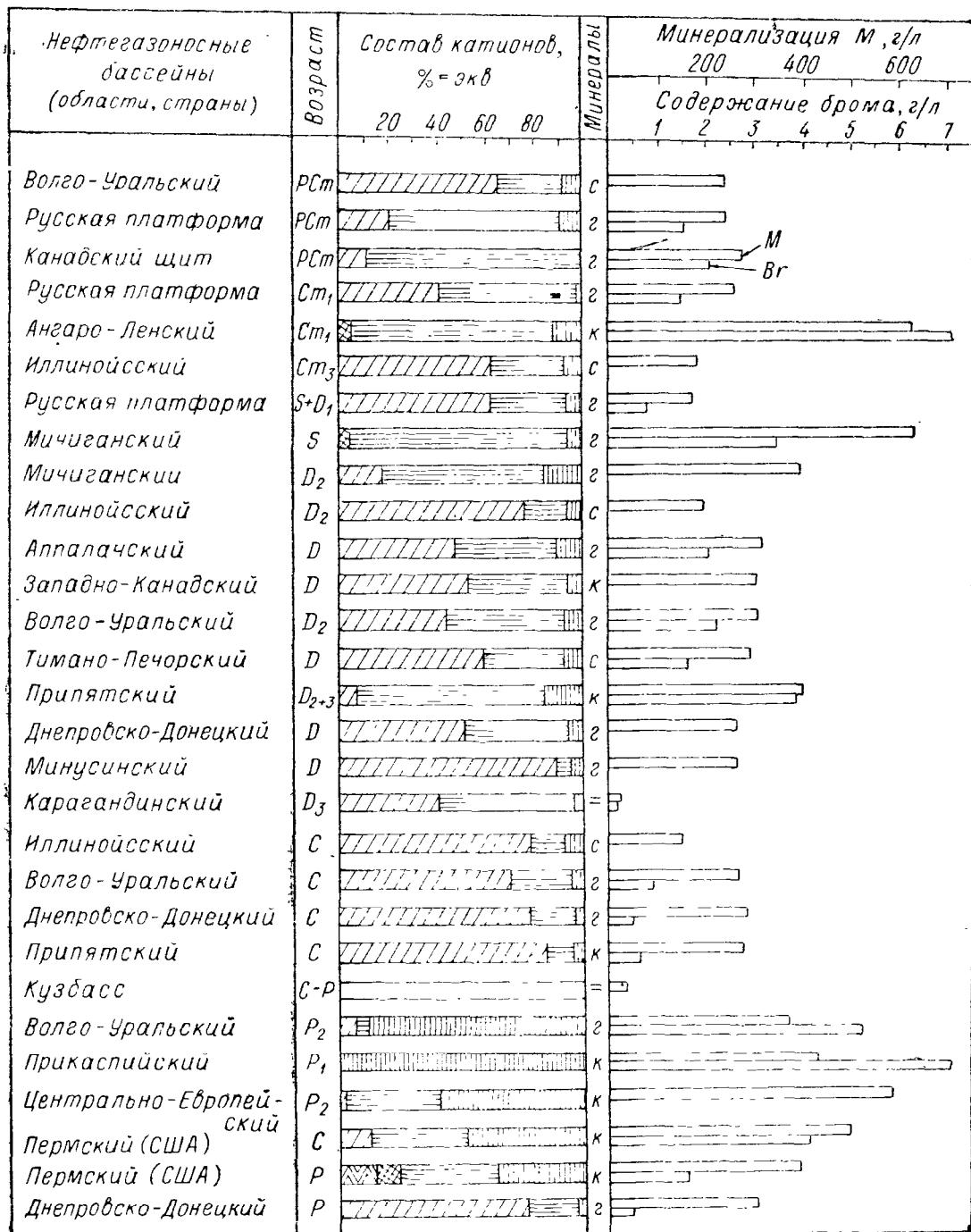
Сопоставление указанных трех регионов с целью выявления влияния фактора времени неудачно прежде всего в силу резкого различия фациальных условий осадконакопления: Западная Сибирь — морские, солоноватоводные отложения; Волго-Уральская область — морские и галогенные отложения; Восточная Сибирь — галогенные отложения.

Исходные фации обусловливают резкое различие масштабов увлечения в осадки солей морского генезиса и различие их исходного состава. Можно сравнивать следующие артезианские бассейны с отложениями одинаковой фациальной принадлежности.

А. Отложения морских и несколько опресненных бассейнов, исключительно терригенные, часто угленосные, глубина  $\geq 2$  тыс. м: Кузбасс (С—Р) — до 35 г/л; Западная Сибирь (Cr—J) — 15—25 (редко до 50—80) г/л; Сахалин (N) — 10—20 (редко до 30—57) г/л.

Б. Отложения галогенные: — Ангаро-Ленский бассейн ( $\text{Сm}_1$ ) — до 605—680 (?) г/л; Прикаспийская впадина ( $\text{P}_1$ ) — до 450 г/л; Западная Туркмения ( $\text{J}_3$ ) — до 596—640 (?) г/л; Предкарпатье ( $\text{N}_1$ ) — до 456 г/л.

Отсюда видно, что ощутимое влияние «фактора времени» на соленасыщенность подземных вод не очевидно. (О влиянии фактора времени на метаморфизацию и содержание Br см. гл. V.) Сравнение большого материала по минерализации и составу наиболее минерализованных и метаморфизованных вод глубокозалегающих отложений палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста (рис. IV.6, IV.7, IV.8) показывает, что в палеозое более распространены крепкие рассолы, чем в мезозое и кайнозое. Однако в пределах каждой из этих групп в отдельности зависимости минерали-



1 2 3 4 5

Рис. IV.6. Максимально минерализованные воды глубокозалегающих горизонтов палеозойского возраста.

1-5 — катионы: 1 — натрий, 2 — натрий и калий, 3 — калий, 4 — кальций, 5 — магний; галогенные породы и первичные седиментогенные проявления галогенных минералов в разрезе чехла бассейна (области): с — сульфатные (ангиридит, гипс), г — галит, к — калийные и магнезиальные соли, — отсутствие проявлений галогенных минералов.

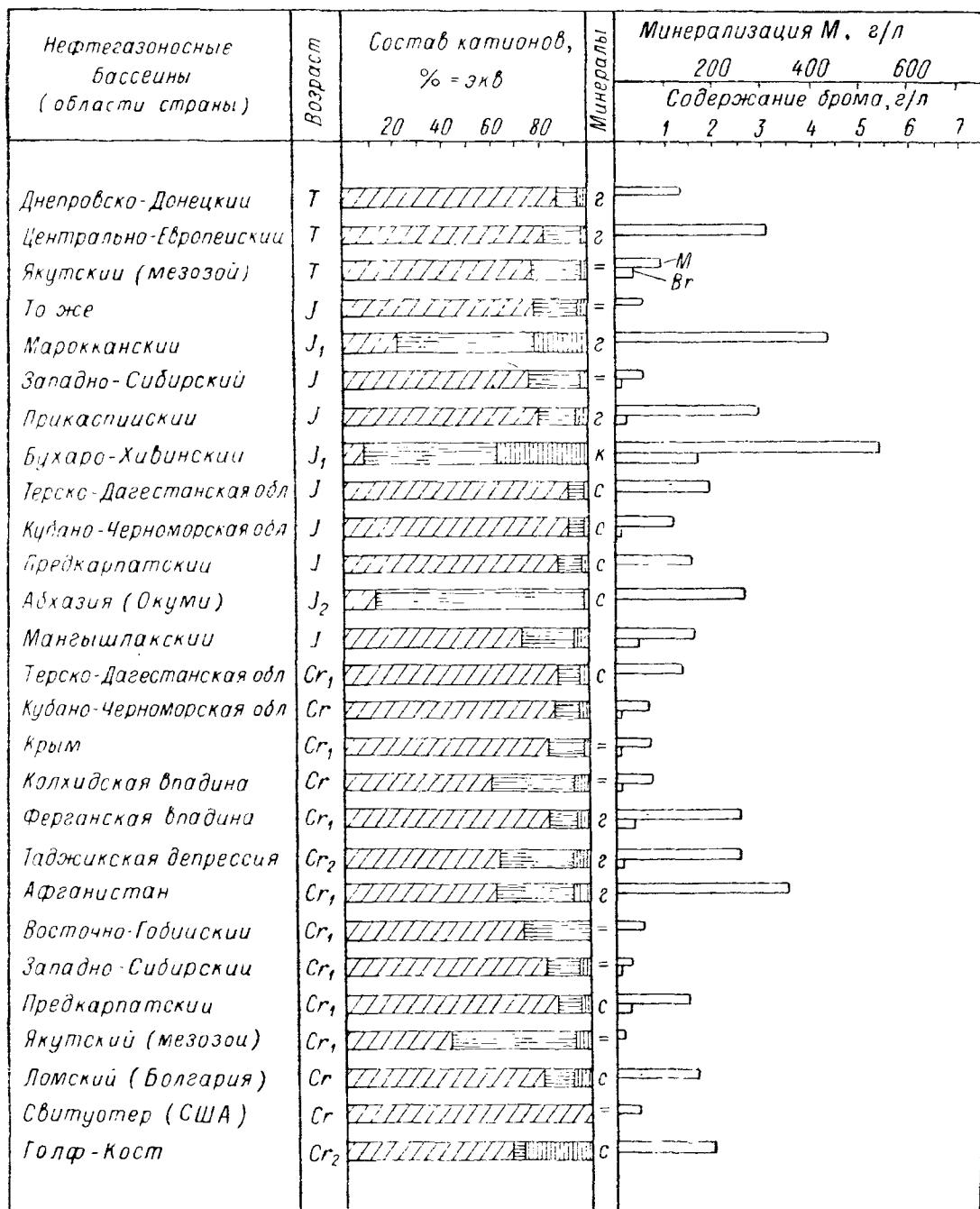


Рис. IV.7. Максимально минерализованные воды глубокозалегающих горизонтов мезозойского возраста.

Условные обозначения те же, что и на рис. IV.6.

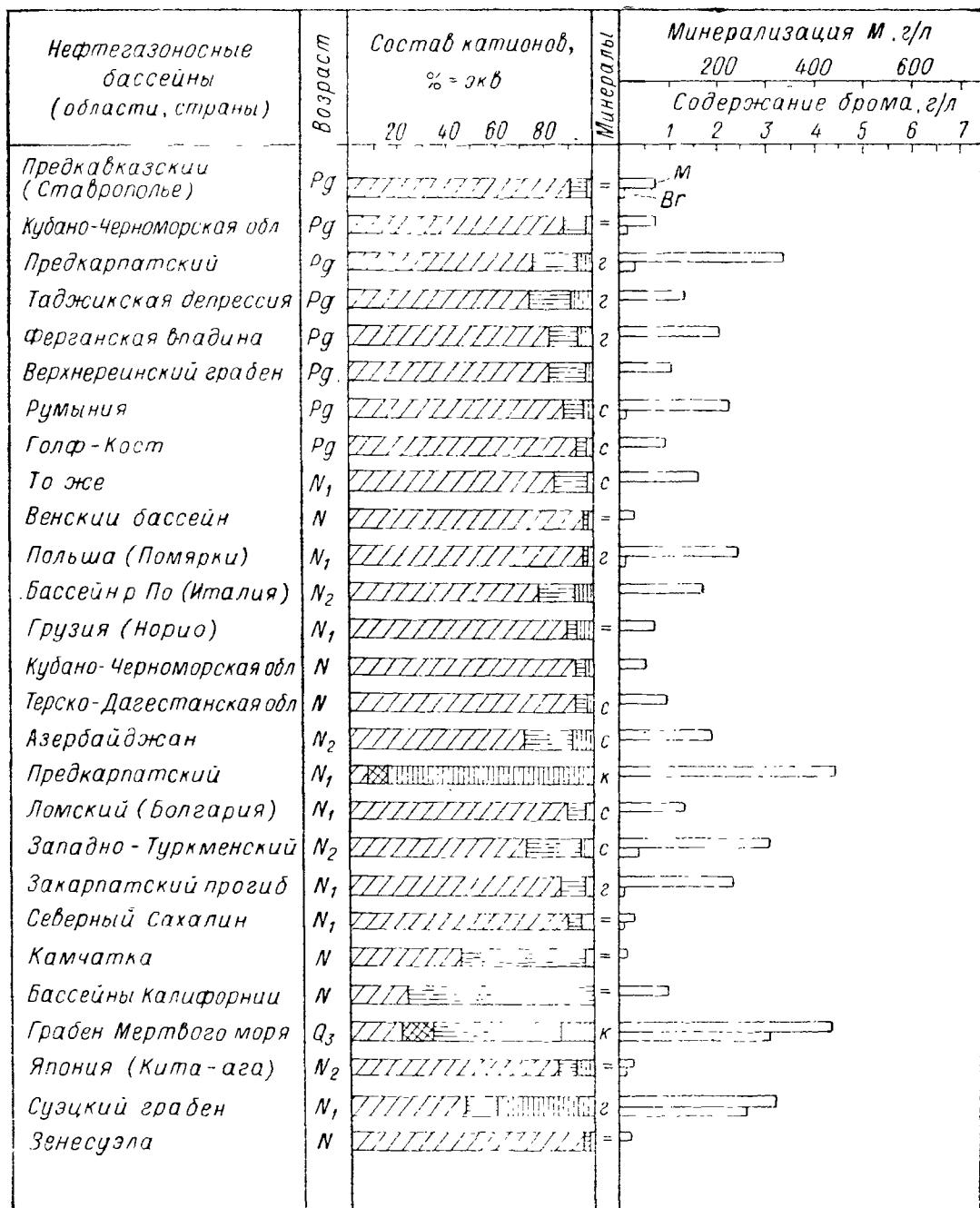


Рис. IV.8. Максимально минерализованные воды глубокозалегающих горизонтов кайнозойского возраста.

Условные обозначения те же, что и на рис. IV.6.

зации и метаморфизации рассолов от возраста не удается установить. Наиболее минерализованные метаморфизованные рассолы независимо от возраста тяготеют к областям распространения галогенных формаций, а наименее минерализованные — к терригенным, часто угленосным отложениям. Наиболее же мощные и широко распространенные галогенные формации имеют палеозойский возраст.

**Растворимость солей.** Касаясь роли растворимости солей в формировании хлоркальциевых рассолов, В. А. Кротова указывает [1960а, стр. 305]:... «растворимость хлоридов кальция резко увеличивается при повышении температуры, что нельзя сказать в отношении хлоридов натрия. По-видимому, это, наряду с другими причинами, нужно учитывать, объясняя повышение «хлоркальциевости» вод с глубиной вообще и в Восточной Сибири, в частности». Сходную с данной идею высказывал и М. Е. Альтовский [1967].

Соотношение растворимостей тех или иных компонентов не всегда отражает соотношение их концентраций в природных растворах. Связь концентраций компонентов с их растворимостями наблюдается, когда первые близки ко вторым. Так, растворимость карбонатов кальция лимитирует содержание  $\text{Ca}$  в гидрокарбонатных водах суши при концентрации не ниже величины растворимости  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , т. е.  $\sim 0,3$  г/л. Растворимость  $\text{CaSO}_4$  определяет предел накопления  $\text{Ca}$  в сульфатных водах при концентрации их не ниже 2 г/л. По тем же причинам растворимость  $\text{NaCl}$  определяет предел накопления  $\text{Na}$  в хлоридных водах при концентрации не ниже 320 г/л. Поэтому когда объясняют накопление  $\text{Ca}$  в хлоридных водах с концентрацией  $< 320$  г/л (Волго-Уральская область и др.) большей растворимостью  $\text{CaCl}_2$  по сравнению с  $\text{NaCl}$ , — с этим согласиться невозможно.

Растворимость  $\text{MgCl}_2$  лимитирует существование  $\text{Mg}$  в хлоридных растворах с концентрацией более 450 г/л, а растворимость  $\text{CaCl}_2$  — существование кальция, но практически только в чистых хлоридно-кальциевых насыщенных растворах, так как в природе не встречаются более концентрированные растворы, чем хлоридно-кальциевые (кроме крайне редких случаев). Растворимость  $\text{CaCl}_2$  при  $20^\circ\text{C}$  составляет около 610 г/л (см. рис. V.5), при  $25^\circ\text{C}$  — уже 650 г/л, а при  $26^\circ\text{C}$  — 670 г/л. Повышением растворимости  $\text{CaCl}_2$  с ростом температуры по глубине можно было бы объяснить образование рассолов с концентрацией более предела растворимости хлористого кальция. Но, несмотря на то, что пластовая температура в рассолоносных комплексах, например, Ангаро-Ленского бассейна достигает  $30$ — $40^\circ\text{C}$  и более, предельная концентрация рассолов не превышает 605—680? г/л. Растворимость  $\text{CaCl}_2$  при такой температуре превышает 750—800 г/л.

Различие растворимости солей является необходимым, но недостаточным фактором формирования подземных растворов разной концентрации в различных регионах.

Приведем в систематизированном виде основные факты и закономерности, свидетельствующие о седиментогенном происхождении основной массы ГПВ артезианских бассейнов.

ТАБЛИЦА

**Зависимость минерализации и метаморфизации глубинных рассолов от литолого-географического распространения гало**

Регионы	Возраст фаций наиболее высокой солености	Характеристика фаций наиболее высокой солености	Максимальная концентрация вод бассейнов седиментации на территории артезианского бассейна, г/л	Максимальная концентрация глубинных рассолов, г/л
Восточная Сибирь	См <sub>1</sub>	Галит с включениями сильвина и карналлита	400—450, а возможно, и выше	400—600
Мичиган	S <sub>1</sub>	Галит	Выше 320 (до 400, а возможно, и выше)	640
Припятская впадина	D <sub>3</sub>	Галит, сильвин, карналлит	450, а возможно, и выше	350—434
Днепровско-Донецкая впадина	D <sub>3</sub> , P <sub>1</sub>	Галит с проявлением сильвина в отдельных точках	350—400	250—300
Тимано-Печорская область	D <sub>3</sub> , P <sub>1</sub>	Ангидриты с проявлениями галита	160—200	225
Волго-Уральская обл.	D <sub>3</sub> C, P <sub>1</sub>	Проявления гипса в доломите Ангидрит	160 и выше 160—320	200—330
То же, Южно-Оренбургский район	P <sub>1</sub> kg	Ангидрит, галит; проявления калийных солей	160—320	330—340 (MgCl <sub>2</sub> )
То же	P <sub>2</sub> kg			
Верхне-Камское месторождение калийно-магнезиальных солей	P <sub>1</sub> kg	Галит, сильвин, карналлит	450 и выше	440—540
Центр и запад Русской платформы	D <sub>2-3</sub>	Гипсо-ангидриты с проявлениями галита	160—320	180—275
Минусинская впадина	D <sub>3</sub>	Ангидрит, галит	320 и выше	270
Кургальджин-Тенгизская впадина	C <sub>1</sub>	Загипсованные карбонатные породы	160	50—140

Геологический возраст рассолоносных горизонтов и их глубина, м	$r \text{Na}/r \text{Cl}$	$\text{Cl}/\text{Br}$	Исследователи отдельных регионов
См <sub>1</sub> , 1500—2000	До 0,01	До 70—40	Е. А. Басков, Н. Я. Тычино, Е. В. Шиницер, Е. В. Ильина, М. Г. Валяшко, М. А. Цахновский и др.
S, 2600	0,00	115	L. C. Case, D. L. Graf, D. E. White
D <sub>2-3</sub> , 1200—2300	0,1—0,2	До 50—60	М. А. Гатальский, Е. В. Ильина, Л. К. Берзина, К. И. Лукашев и др.
C <sub>1</sub> —P <sub>1</sub>	До 0,6—0,7	От 500—600 до 150	А. Е. Бабинец, Л. П. Швай, Э. Е. Лондон, А. В. Терещенко, Ю. С. Застекко, М. Н. Елисеева
D, 1000—2000	До 0,6—0,8	До 200—140	Б. Н. Любомиров, А. Х. Махмудов и др.
РСм—P <sub>1</sub> , 1200—3000	0,7—0,6, до 0,4	300—100—70	В. А. Кротова, Б. В. Озолин, М. И. Зайдельсон, А. Н. Козин, В. Г. Герасимов, Е. Ф. Станкевич, В. Н. Иванов, А. С. Зингер, Н. В. Кулаков, Т. П. Афанасьев, В. И. Малиновская и др.
P <sub>1</sub> kg, P <sub>2</sub> кz, до 500—700	До 0,11	До 80—50	
P <sub>1</sub> kg, 200—300	0,2—0,3	До 50—60	А. А. Иванов, А. Е. Ходьков
РСм—D (C), до 1000—2400	До 0,45—0,8	До 100—200	М. А. Гатальский, Г. В. Богомолов, В. И. Гуревич, Б. Н. Архангельский, М. С. Яншина и др.
D, C, 1000—2000	0,8—0,9	300	Е. Е. Белякова, Е. В. Ильина, Л. А. Грубов и др.
C <sub>1</sub> , 200—1500	0,4—0,18	600—700	Е. В. Порохов, А. О. Шварцман

Регионы	Возраст фаций наиболее высокой солености	Характеристика фаций наиболее высокой солености	Максимальная концентрация вод бассейнов седиментации на территории артезианского бассейна, г/л	Максимальная концентрация глубинных рассолов, г/л
Прикаспийская впадина	P <sub>1</sub> kg	Галит, участками сильвин, карналлит, бишофит	320 и выше, до 500	250—290, до 450
Аппалацкий бассейн	S <sub>1</sub> , D, C <sub>2</sub>	Соленосные (NaCl) песчаники, доломиты, ангидриты	300—350	200—260
Восточный Внутренний бассейн (Иллинойс)	O, S, D, C <sub>1</sub> C <sub>2</sub>	Прослои доломитов в известняках, эвaporиты	160 и выше	200
Мидконтинент (Канзас, Оклахома, Техас и др.)	O, S, D, P	Доломитовые прослои. Красноцветы, доломиты с прослоями гипсов и солей (NaCl)	70—160 160—320 и выше	350
Центрально-Европейский нефтегазоносный бассейн (Стассфурт)	P <sub>1</sub>	Галит, K-Mg-соли	400—500	350—500
Предкавказье	J <sub>3</sub> km—tit, Cr <sub>1</sub> v, N	Гипсы и доломиты	160 и выше	От 30—40 до 150—180 (270—300 в галогеновых отложениях)
Нижне-Дунайская и Варненская впадина (Болгария)	T <sub>2</sub> , (P <sub>1</sub> —каменная соль) Cr <sub>1</sub>	Известняки и доломиты с прослоями ангидрита Известняки и доломиты	160 и выше 70—160	70—139
Бухаро-Хивинская область	J <sub>3</sub> km—tit, Cr <sub>2</sub> , Pg	Загипсованные песчаники и глины, прослои доломитов	160 и, вероятно, выше	От 10—50 до 170—190
Марокканский бассейн (Африка)	P, T, J <sub>1</sub> , J <sub>3</sub> , Cr <sub>1</sub>	Прослои и пласти доломитов, ангидритов; гипсонасные и соленосные глины	160—320 и выше	434

иे табл. IV.5

Геологический возраст расслоенных горизонтов и их глубина, м	$r\text{Na}/r\text{Cl}$	$\text{Cl}/\text{Br}$	Исследователи отдельных регионов
$\text{P}_2-\text{Cr}_1$ 500—3000	0,8—0,9	500—600 и выше	В. Б. Торгованова, В. П. Якуцени, М. А. Помарицкий, М. П. Распопов
$\text{P}_1\text{kg}$	До 0,2—0,01 ( $r\text{Ca}/r\text{Mg} = 0,001$ )	До 42—50	
$\text{O}_1-\text{C}_2$ , 700—2000	0,7—0,9	До 60—150	H. A. Hoskins, W. Stout, F. H. Walker, D. L. Graf, F. H. Reeves, Price, G. B. Richardson и др.
$\text{O}-\text{C}_2$ , до 1000—1500	0,7—0,9	<200—300	W. F. Meents, A. H. Bell, F. H. Walker, D. L. Graf
$\text{C}-\text{P}$	0,8—0,9	?	M. E. Hawkins, O. M. Jones, W. H. Schoewe, F. W. Jessen, V. E. Barnes, C. E. Reistl и др.
$\text{P}_1$	0,1—0,01	?	Baumert, A. G. Herrmann
$\text{T}-\text{N}$ , от 300 до 3700	0,69—0,90	250—500	Г. М. Сухарев, М. В. Миронников, С. А. Шагоянц, И. Г. Киссин, К. Е. Питьева, Т. И. Александрова, Б. М. Яковлев
$\text{T}, \text{J}, \text{N}_1$			Р. И. Иовчев, В. Н. Рыжова
800—3400	~ 1	250—500	
$\text{Pz}-\text{Cr}_1$ , до 1000—3700	До 0,7—0,5	200—300	Б. А. Бедер, В. Н. Пашковский, Я. А. Ходжакулиев, В. В. Печерников, В. Б. Митгарц, М. С. Гуревич, В. М. Тарасов и др.
$\text{J}_1$	До 0,24 ( $r\text{Ca}/r\text{Mg}$ до 2,6)		J. Margat

Регионы	Возраст фаций наиболее высокой солености	Характеристика фаций наиболее высокой солености	Максимальная концентрация вод бассейнов седиментации на территории артезианского бассейна, г/л	Максимальная концентрация глубинных рассолов, г/л
Ферганская впадина	$J_3$ $Cr_{1-2}$ , $Pg_1$ , $N$	Загипсованные глины Гипс, ангидрит	160—320	200—250
Восточная Туркмения, Гурдакский район (месторождение калийных солей)	$J_3$	Галит, сильвинит (карналлит)	450—500	540
Сурхан-Дарьинский бассейн (Таджикская депрессия)	$J_3$ $Cr_{1-2}$ $Pg - N$	Гипсы, каменная соль Гипсы Красноцветы, известняки, доломиты Прослои гипса	160—320, а возможно, и выше 160 и выше	200—300 и выше
Предкарпатский прогиб	$N_1$	Гипс, галит (локализованно соли $K$ и $Mg$ )	160—320 и выше	200—300
Закарпатский прогиб	$N_1$	Гипс, галит	160—320 и выше	220
Абхазия	$J_3$	Гипс	$>160$	От 50 до 270
Западная Туркмения	$N_2$ и $Q$	Красноцветы с проявлениями гипса и соли	160—320	170—270
Азербайджан	$N_{1-2} - Q$	Загипсованные глины и песчаники	160	210
Грабен Мертвого моря	$Q_3 - Q_4$	Гипс, галит	320—400	300—370, до 437
Суэцкий грабен	$N_{1-2}$	Гипс, галит	320—400	200—328

**ЗАВИСИМОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ (И СОСТАВА) ГПВ  
ОТ ФАЦИАЛЬНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗРЕЗА АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ  
(ПАЛЕОСОЛЕНОСТИ СРЕДЫ СЕДИМЕНТАЦИИ)**

Если глубокие подземные рассолы формируются за счет седиментационных вод морских бассейнов различной солености, то неизбежно должна наблюдаться заметная зависимость их концентрации и состава от фациальных особенностей осадков на территории их распространения. Вопрос этот рассматривался в масштабе СССР И. К. Зайцевым [1956, 1962, 1968] и М. Г. Валяшко [1963]. Сопоставление карт распространения галогенных формаций и глубинных

ие табл. IV.5

Геологический возраст рассоловоносных горизонтов и их глубина, м	$r\text{Na}/r\text{Cl}$	$\text{Cl}/\text{Br}$	Исследователи отдельных регионов
Ср—Н, 1000—2500	0,6—0,8	300—500	А. Х. Равикович, М. Г. Лубянская А. А. Варов, Б. Б. Митгарц, Б. А. Бедер и др.
J <sub>3</sub> , от 60—500 до 3000	0,4—0,01	До 150—250	В. В. Колодий, В. Ф. Казаков, Л. Г. Соколовский, В. М. Тарасов и др.
Ср <sub>2</sub> , от 700 до 1700	0,6—0,7	200—300	Л. С. Балашов, А. В. Готтильф, М. Г. Лубянская, В. Н. Афанасьева и др.
Pg <sub>1-2</sub> , 150—700	До 0,75—0,85	До 350	
Ср—Н <sub>1</sub> , от 100 до 2000	0,66—0,85	500—200 (до 70)	А. Ф. Романюк, Р. Мальская, Р. А. Голева, Л. П. Мышина, Е. Н. Ярош, В. М. Щепак и др.
Pg—Н, до 1000—3000	0,9		Т. М. Солецкий, И. Н. Лихоманова
J <sub>2</sub> , 50—1300	0,4—0,2	180—240	С. С. Чихелидзе
Н—Q, 30—7000	0,6—0,8	360—700	Ю. В. Добров, В. В. Колодий, А. Курбанимуратов и др.
N <sub>2</sub> и Q	0,6—0,9	300—500	Г. М. Сухарев, М. С. Агаларов, А. Р. Ахундов, Ф. А. Матанов, А. А. Алиев и др.
Q <sub>3</sub> —Q <sub>4</sub> , 0—1500	0,2—0,3	~ 100, до 17	Y. K. Bentor, Dedekind
N <sub>1-2</sub> , 2000—3000	0,4—0,7	64—78	Фатхи Эль-Кинки, Н. З. Бишай

рассолов, приведенных в этих работах, показывает их значительную сходимость.

Мы сопоставили несколько более подробно фациальный состав разрезов отдельных регионов с характером заключенных в этих отложениях ГПВ (табл. IV.5—IV.6).

Минерализация вод бассейнов галогенной седиментации определена по минералогическим ассоциациям галогенных формаций. Ниже будет показано также сходство рассолов различных стадий морского галогенеза с пластовыми рассолами не только по минерализации, но и по  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  и  $\text{Cl}/\text{Br}$  в широком диапазоне.

Зависимость минерализации и метаморфизации глубоких пластовых вод  
(области распространения нормально морских,

Районы	Геологи- ческий воз- раст фаций относи- тельно наи- более вы- сокой соле- ности	Фации	Максимальная концентрация вод бассейнов седиментации, г/л	Макси- мальная концентра- ция глубо- ких плас- товых вод, г/л
Южный Мангыш- лак	J <sub>3</sub>	Морские терриген- ные песчано-гли- нистые с прослоя- ми карбоната. Про- явления гипса и ангидрита.	35, возможно до 140—160	70—164
Западная Грузия	J—N	Морские терриген- ные, карбонатные	35 (<70)	30—75
Западная Сибирь	J—Cr	Морские терриген- ные	Ниже 35 (J—до 80)	20—30 (до 58)
Кузбасс	C—P	Морские терриген- ные и карбонатные	35 (<70)	5—35
Донбасс	C	То же	То же	12—22
Печорский угле- носный бассейн	P	»	»	3—5 редко до 14,6
Карагандинский угленосный бас- сейн	C	Морские терриген- ные	»	5—27,3
Сахалин	N	Морские терриген- ные	Ниже 35	20—30
Аквитанский бас- сейн (месторож- дение Казо), Франция	Cr <sub>1</sub>	Морские песчаники и известняки	35 (70)	50
Крым	Cr—N	Морские преимуще- ственно терриген- ные	35 (<70)	60—70
Венесуэла	Pg <sub>3</sub> —N <sub>1-2</sub>	Морские терриген- ные	~35 (<70)	10—30
Калифорния	J <sub>3</sub> —N	Терригенные морс- кие и континен- тальные	35 (70)	30—45
Челябинский гра- бен	T—J	То же	Менее 35	8—14
Япония	N <sub>2</sub>	»	~35 и менее	25—30
Камчатка	N	Терригенные морс- кие и солоновато- водные	<35	5—17

Геологический возраст водоносных горизонтов и глубина их залегания, м	$r \text{Na}/r \text{Cl}$	$\text{Cl}/\text{Br}$	Исследователи отдельных регионов
$J_2$ , 2000—2400	0,55—0,8	?	В. Н. Корценштейн, Л. И. Морозов, А. Е. Гуревич, И. К. Зерчанинов и др.
$\text{Cr}-\text{N}_2$ до 2000—3000	0,6—0,8 и более	300—3000	Г. М. Сухарев, М. В. Мирошников
$J - \text{Cr}$ , 1000—3000	до 0,65—0,9 и выше	100—250	В. Б. Торгованова, Н. М. Кругликов, Г. А. Толстиков, Л. Г. Учителева и др.
$C - \text{P}$ , 400—2500	$\geq 1$	?	М. В. Елизаровская, А. В. Зуев
$C$ , 200—900	$\sim 1$	?	И. П. Соляков, В. М. Максимов
$P$ , 800—1000	$\geq 1$	?	Г. Л. Стадников, Н. М. Заломина, В. А. Кальм
$C$ , 50—1900	0,46—1,0	До 145—206	Е. В. Погосов, А. О. Шварцман
$N$ , до 2000—3500	$\geq 1$	50—500	А. Д. Веселаго, О. В. Равдоникас, Э. М. Пуркина и др.
$\text{Cr}_1$	?	?	
$\text{Cr}_1 - \text{N}$	0,8—1	$\sim 300$	А. С. Тердовидов, В. А. Куришко, С. В. Альбов и др.
$\text{Cr}_1 - \text{J}$ , до 1000 и более	0,8—1,0	?	H. D. Borger, H. J. Funkhouser, H. H. Renz и др.
$\text{Cr} - \text{N}$ , до 2500	$\geq 1$	?	G. Rogers, Ch. Palmer, J. Jensen, M. A. Grizzle, D. E. White, F. S. Hudson и др.
$\text{Cr}_1 - \text{J}$ , до 900—1860	$\geq 1$	?	Н. П. Туаев
$N_2$ , 1600—1800	$\sim 1 - 0,84$	100—300	H. Nakamura, K. Maeda, J. Ishiwada
$N$ , от нескольких сот до 2300	$\sim 1$ (до 0,5)	500 и выше	В. И. Белов и др., Е. И. Кудрявцева

Районы	Геологический возраст фаций относительно наиболее высокой солености	Фации	Максимальная концентрация вод бассейнов седиментации, г/л	Максимальная концентрация глубоких пластовых вод, г/л
Восточно-Гобийская депрессия	Cr <sub>1</sub>	Континентальные, вероятно, засоленные (прослои гипса в глинах)	Вероятно, десятки	37—60
Селенгинская депрессия и другие впадины	Pg—N	Пресноводные терригенные	~1	0,15—0,4 (до 2)
Амуро-Зейская (Зея-Буреинская) впадина	Cr	То же	~1	<1—2,5

Из табл. IV.5—IV.6 и рис. IV.5—IV.8 видно, что наиболее высококонцентрированные рассолы распространены в областях развития соленосных, особенно калиеносных формаций. Обычно распространение рассолов по разрезу не ограничивается галогенными фациями; они залегают часто как выше, так и ниже последних, причем более концентрированные и более метаморфизованные рассолы обычно залегают внутри галогенных толщ и под ними.

В тех регионах, где неизвестны сульфатные и доломитовые породы, минерализация воды не поднимается выше 50—80 г/л (см. табл. IV.6). В областях развития бескарбонатных терригенных отложений солоноватоводных морских бассейнов (Сахалин, Западная Сибирь, Япония, Венесуэла и др.) развиты соленые пластовые воды ( $\leq 20$ —30 г/л) гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава. Пластовые воды пресноводных отложений на глубинах до 2—2,2 тыс. м являются пресными (Прибайкалье, Забайкалье, Дальний Восток).

На фоне общей, отмеченной выше, закономерности наблюдаются отдельные случаи, когда концентрации первично седиментационных и пластовых вод значительно разнятся. Основная причина таких несоответствий — динамичность рассольных вод.

Выявляется зависимость между соленостью пластовых вод и широтными палеоклиматическими зонами, ибо климат лежит в основе распределения фаций различной солености. С. Н. Токарев [1964] показал, что в первом приближении области наибольших концентраций пластовых вод (СССР) совпадают с аридными планетарными климатическими зонами, намеченными по палеомагнитным данным. Однако широтная планетарная климатическая зональность, во-первых, очень часто нарушается за счет особенностей строения рельефа. Возникают, например, зоны субтропического климата в широтном

ТАБЛ. IV. 6

Геологический возраст водоносных горизонтов и глубина их залегания, м	r Na/r Cl	Cl/Br	Исследователи отдельных регионов
Ср, 440—450, до 1000 и более	0,95—1,0	?	Н. А. Маринов, М. Н. Кузнецова
Pg—N, до 1500—2500	>1,0	?	В. В. Самсонов, В. Б. Нисарский
Ср, до 2000	>1,0	?	Л. Н. Капченко, И. Н. Сулимов

аридном поясе. Во-вторых, в аридных климатических зонах часто развивается седиментогенез в солоноватоводных условиях, типичный для гумидной зоны (за счет аномального распределения поверхностного стока — Каспийское и Черное моря) или в нормально-морских бассейнах открытого типа (Красное и Средиземное моря). Наконец, многие морские бассейны аридных зон, практически лишенные поверхностного речного стока, не всегда превращаются в бассейны галогенной седиментации. Это происходит при недостаточно затрудненной связи таких бассейнов с открытым океаном (Красное море).

В аридных зонах на сравнительно небольших площадях мелководных бассейнов может возникать довольно пестрое распределение минерализации седиментационных вод (Кара-Богаз-Гол — Каспий, Азовское море — Сиваш и т. д.), которое в подземных условиях может еще более изменяться под влиянием тектонических и других факторов, приводящих к миграции растворов. Отсюда понятно, что зависимость концентраций пластовых вод от фациальных особенностей пород и палеоклимата должна носить и носит в общем виде лишь характер тенденции; в отдельных частных случаях наблюдаются отклонения, которые объясняются конкретными палеогидрологическими особенностями того или иного бассейна.

#### СООТНОШЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ ГЛИНИСТЫХ ТОЛЩ И ГПВ СМЕЖНЫХ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ

Поровые растворы глинистых водоупорных толщ находятся в условиях резко ограниченной подвижности, что делает определение их концентрации и состава весьма ценным для решения вопросов генезиса ГПВ, проверки ряда гипотез формирования последних.

Здесь мы рассмотрим состав поровых растворов зон замедленного и весьма замедленного водообмена. Состав поровых растворов в зоне интенсивного водообмена, несмотря на ряд исключений, уже значительно изменен, но их минерализация все же остается еще более высокой, чем минерализация инфильтрационных вод [Сухарев, Мирошников, 1963; П. А. Крюков и др., 1968].

Сопоставляя состав поровых растворов и пластовых вод, нужно иметь в виду некоторые несовершенства методики их получения.

1. Отпрессовывание производится чаще всего в окислительной среде (воздух), что ведет к окислению рассеянных в глинах сульфидов и некоторому обогащению отжимаемых растворов сульфатами магния и кальция [Флерова, 1966; Казинцев, 1968]. Концентрация возникающих таким образом сульфатов пропорциональна содержанию сульфидов в породе и времени пребывания ее на воздухе.

Е. А. Казинцев [1968] полагает, что окисление пирита при отжимании может происходить и за счет связанного кислорода породы (гальванически). Отсюда ясно, что к содержанию сульфатов в поровых водах следует относиться во многих случаях критически.

2. Чтобы обеспечить достаточное количество раствора для анализа, отжимание из сильно уплотненных пород часто ведут с предварительным увлажнением дистиллированной водой. Количество перешедших в раствор солей пересчитывают на естественную влагу, выделившуюся из породы при отжимании. При этом в раствор переходят труднорастворимые соединения — сульфаты и карбонаты, а в засоленных породах, возможно, и хлориды. При пересчете на естественную влагу концентрация ряда соединений оказывается иногда выше их растворимости. Например, концентрация полученных Е. В. Пиннекером [1966] таким методом хлоридных Ca-Mg-Na растворов (Ca 60—76 %-экв) оказалась в двух случаях равной 725—761 г/л. В то же время растворимость даже чистого  $\text{CaCl}_2$  при 20° С составляет всего 610 г/л. Учитывая, что в растворе кроме  $\text{CaCl}_2$  есть еще и менее растворимые соли —  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{KCl}$  и  $\text{NaCl}$ , истинная концентрация порового раствора при аналогичном его составе должна быть гораздо ниже 600 г/л и приближаться к концентрации пластовых рассолов.

В одной из проб порового хлоридно-натриево-кальциевого раствора при минерализации 368 г/л содержание  $\text{NaCl}$  составляет 20 %-экв. Не вдаваясь даже в расчет растворимости  $\text{NaCl}$  в растворе с подобной концентрацией хлоридных солей, можно видеть, что содержание  $\text{NaCl}$  здесь завышено в несколько раз. В пластовых рассолах аналогичной концентрации, находящихся в контакте с рассеянным галитом и пластами каменной соли, концентрация  $\text{NaCl}$  составляет всего 5—6 %-экв (Тыреть, интервал 2200—2220 м и др.).

Аналогичные «казусы» могут получиться при предварительном увлажнении засульфаченных или сильно известковистых пород. Поэтому наиболее надежным показателем минерализации поровых растворов в незасоленных породах является концентрация хлор-

иона, а не сумма растворенных солей. Таким образом, в незасоленных породах концентрацию порового раствора можно оценить по содержанию хлора, зная влажность или пористость образцов естественной структуры.

3. Концентрация поровых растворов, остающихся в сильно уплотненных глинистых породах, гораздо ниже минерализации растворов, перешедших в предыдущих стадиях уплотнения в водонесные горизонты [Крюков, 1960; Котова, Павлов, 1968]. Поэтому вопрос о сингенетичности поровых растворов и пластовых вод в соответствующих случаях можно решить положительно и при неравенстве их концентраций, т. е. когда поровые растворы менее минерализованы, чем пластовые. Соотношение концентраций поровых и пластовых вод (по Cl) для различных регионов приведено в табл. IV.7.

Из приведенной таблицы отчетливо видно, что отношение концентраций поровых растворов и ГПВ (по содержанию хлора) колеблется в довольно узких пределах, отражая в значительной мере сопряженный характер изменения минерализации тех и других. (В Азербайджане, например, с глубиной снижается концентрация как поровых, так и пластовых вод).

Наблюдается также зависимость концентрации поровых растворов, как и ГПВ, от палеосолености бассейнов седиментации соответствующих отложений. Например, поровые растворы засульфаченных пород Минераловодского выступа являются рассолами с концентрацией 200—300 г/л, а в нижележащих терригенных породах их концентрация во много раз ниже (30—150 г/л). Судя по содержанию Cl ( $n \cdot 10^{-3}$  —  $n \cdot 10^{-4}$  %) в пресноводных отложениях Забайкалья и Дальнего Востока [Гуляева, Поделько, 1965] поровые растворы их являются пресными.

Наибольшую величину отношение содержания хлора в поровых растворах к содержанию хлора в пластовых водах имеет в верхнемеловых породах района Кавказских Минеральных вод (до 4,5) на сравнительно небольших глубинах, где пластовые воды часто в значительной мере разбавлены инфильтротропными растворами. При удалении от зон разломов, питающих ГПВ пресной водой и CO<sub>2</sub>, концентрация ГПВ приближается к концентрации поровых растворов [Номикос, Крюков, 1968].

В единичных случаях это отношение, наоборот, снижено до 0,02—0,04, что может быть, вероятнее всего, связано с аналитическими погрешностями. В большинстве же случаев это отношение колеблется от 0,2—0,3 до 0,9—1,1 (реже — до 1,4—2,0), т. е. концентрация поровых растворов в среднем несколько снижена по сравнению с ГПВ, особенно при сильном уплотнении глинистых толщ на глубинах до 3—3,7 км (Терско-Дагестанская область). При инфильтротропной природе ГПВ должно быть обратное соотношение. Равным образом, наблюдаемое соотношение концентраций поровых растворов и ГПВ противоречит и гипотезе диффузионного рассоления ГПВ через глинистые водоупоры, выдвинутой С. И. Смирновым (см. выше).

ТАБЛИЦА IV. 7  
Соотношение концентраций (по Cl) поровых растворов и ГПВ смежных горизонтов и комплексов

Район	Возраст	Фация	Глубина, м	Содержание Cl в поровом растворе, г/л (Cl <sub>п. р.</sub> )	$\frac{Cl_{п. р.}}{Cl_{ГПВ}}$	Автор, год
Азербайджан	N <sub>2</sub>	Солоноватовод- ная, участками раповая (гипс)	180—1600	14—85	0,34—2,0 (чаще 1,0)	Г. М. Сухарев, М. В. Ми- рошников, 1963, З. Г. Пу- шкина, 1965
Западная Турк- мения	N <sub>2</sub>	То же	50—1960	68—115	0,69—1,13	В. В. Красинцева и др., 1963
Предкавказье	Pg <sub>2</sub> —N <sub>1</sub>	Солоноватовод- ная и морская	690—935	7,6—16,1	0,70—0,89	И. Г. Киссин, 1964
Минераловодский выступ	Pg—Cr <sub>2</sub>	Морская	440—940	11—21	0,9—4,5	Л. И. Номикос, П. А. Крюков, 1968, Г. В. Бунакова, 1968
Терско-Дагестан- ская обл.	N <sub>1</sub>	Морская и соло- новатоводная	277—755	1,7—6,3	0,04—0,37	
То же »	Pg <sub>2</sub> —N <sub>1</sub>	То же	2025—2030	8,5	0,97	Г. М. Сухарев, М. В. Ми- рошников, 1963, А. Г.
	Cr <sub>2</sub>	Морская	1273—3120	25—70	0,56—0,96 (чаще 0,8—2,0)	Алиев и др., 1966,
»	Cr <sub>1</sub>	»	3240—3640	4—66 (чаще 18—33)	0,23—0,84 (чаще 0,23—0,030)	З. А. Арсланбекова, П. А. Крюков, 1962
»	J <sub>3-2</sub>	»	2182—3723	2—62 (чаще 16—35)	0,023—1,35 (чаще 0,3—0,4)	и др.
Западная Сибирь	Cr <sub>1</sub>	Солоноватовод- ная, морская	1700	ср. 3,46	0,340	М. И. Флерова, 1966
Днепровско-До- нецкая впадина	J и T	Морская	850—1150	20	0,56—0,67	А. Е. Бабинец, 1961
Восток Русской платформы	D <sub>3</sub>	»	1600—2000	40—60	0,2—0,33	А. Н. Козин, 1958 и рас- четы по данным Ф. А. Ло- сицкой, Л. А. Гуляевой и др. (1950—1960 гг.)
Припятская впа- дина	D <sub>3</sub>	Солеродная	400—3000	100—300	0,9—1,4	Н. П. Затеинацкая и др., 1968
Ангаро-Ленский бассейн	Сm <sub>1</sub>	»	До 2500	До 300—500	близко к 1,0	Е. В. Пиншекер, 1966 (с ис- ключением ряда данных)

Бесспорно и то, что в ряде случаев ГПВ явно несингенетичны с породами, заключающими их, а генетически связаны с фациями иных частей разреза (например, Волго-Уральская, частично — Терско-Дагестанская область, Днепровско-Донецкая впадина и др.). Из предыдущей таблицы было видно, что предположительно «материнские» фации для ГПВ (рассолов) ряда других регионов также находятся в иных частях разреза. Возможно, что в ряде регионов соленосные отложения полностью или частично были уничтожены эрозией и инфильтрационным водообменом. Заполнение коллекторов рассолами, мигрирующими из других частей разреза, при сравнительно небольшой мощности смежных карбонатно-глинистых водоупоров, могло в ряде случаев приводить и к диффузионному осолонению первичных поровых растворов в 2 раза и более (Волго-Уральская область и др.), однако первичные различия в солености поровых растворов, несмотря на однотипность ГПВ коллекторов, часто сохраняются. Например, по данным Л. А. Гуляевой [1956], глины угленосного горизонта карбона содержат хлора в 2,5 раза больше (0,33%), чем глины верейского горизонта, накапливавшиеся в более осолоненных условиях.

Интересно, что в мощной плотной кембрийской глине Русской платформы расчетная концентрация хлора в поровом растворе, по данным М. С. Яниной [1962], близка к океанической (25—30 г/л), несмотря на заполнение кембрийских смежных коллекторов рассолами с минерализацией до 250—300 г/л. В то же время в маломощных глинах карбона расчетная концентрация порового раствора почти соответствует концентрации пластовых рассолов (266 г/л). Таким образом, на Русской платформе, по немногим еще данным, зональность поровых растворов имеет характер, обратный зональности ГПВ.

#### СХОДСТВО СОСТАВА ГПВ РАЗНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ПРОДУКТОВ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ СГУЩЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ВОДЫ

Чехлы артезианских бассейнов в резко преобладающем количестве сложены морскими отложениями. В составе ископаемых галогенных формаций также резко преобладают продукты сгущения океанической воды. Состав и концентрация последней, как показывают исследования геохимиков, на протяжении геологической истории меняются чрезвычайно слабо. Таким образом, если ГПВ имеют седиментогенную природу, то должно наблюдаться некоторое соответствие содержания в них ряда компонентов, которые не участвуют (или участвуют в незначительной степени) в постседиментационных процессах взаимодействия вод и пород, их содержанию и соотношению в океанической воде соответствующих стадий сгущения. К таким слабоизменяющимся компонентам относятся галогены — хлор и бром, а из катионов — натрий. Содержание других катионов и анионов подвержено относительно большим постседиментационным колебаниям.

Сходство ГПВ различной концентрации и морской воды разных стадий сгущения отмечалось еще в 30-е годы В. А. Сулиным и

А. А. Варовым, а в дальнейшем — А. И. Поливановой, И. К. Зайцевым, М. Г. Валяшко, И. К. Жеребцовой, А. Е. Ходьковым, Е. А. Басковым, А. С. Панченко и многими другими.

Как показала обработка огромного материала по многим артезианским бассейнам (рис. IV.9, IV.10), зависимости  $(rCl - rNa)$  —  $rCl$  и  $Cl - Br$  для ГПВ и океанической воды различных стадий сгущения действительно аналогичны и подобны одна другой, что

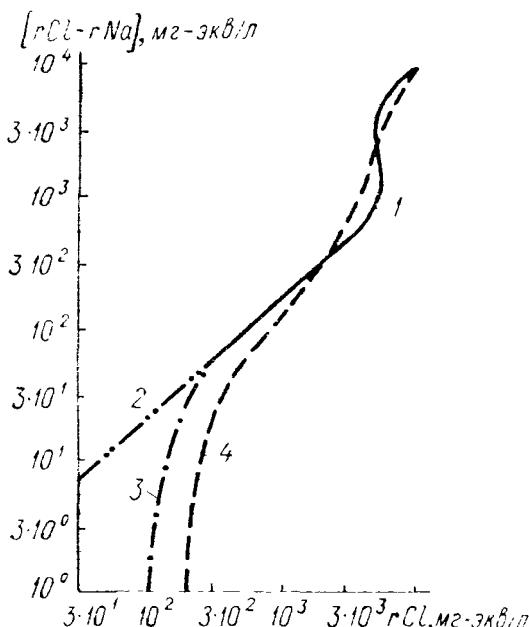


Рис. IV.9. Зависимость  $(rCl - rNa)$  —  $rCl$  для глубокозалегающих подземных вод и морской воды различной степени разбавления и сгущения.

1 — морская вода (весьма сгущения, по данным М. Г. Валяшко, И. К. Жеребцовой и Л. З. Садыкова, 1966 г.); 2 — то же (весьма разбавления в открытых морских бассейнах гумидного пояса — типа Балтийского, Черного); 3 — то же (в закрытых морских бассейнах аридной зоны типа Каспийского); 4 — линия регрессии точек по глубокозалегающим подземным водам ( $\sim 5$  тыс. точек по 25 нефте-газоносным бассейнам).

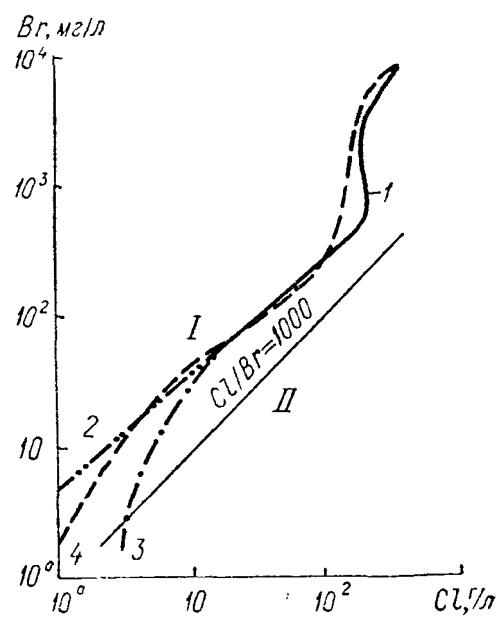


Рис. IV.10. Зависимость  $Br - Cl$  для глубокозалегающих подземных вод (около 5 тыс. точек по 15 нефте-газоносным бассейнам) и морской воды различной степени разбавления и сгущения.

1, 2, 3, 4 — то же, что и на рис. IV.9; I — область распространения подземных вод, обогащенных биогенным бромом; II — область распространения подземных вод, связанных с растворением галита ( $Cl/Br \geq 1000$ ).

еще раз указывает на первично талассогенную седиментогенную природу основной массы ГПВ. Отмеченное подобие отчетливо для высоких стадий сгущения. Для участка нормальной солености океана и стадии разбавления его вод разброс точек сильно увеличивается в связи с возрастанием масштабов изменения состава вод как в период седиментогенеза в эпиконтинентальных морях различных климатических зон (Балтийское, Каспийское моря, Кара-Богаз-Гол и т. д.), так и в постседиментационный период [Капченко, 1969]. Скорость этих изменений в первом приближении находится в обратной зависимости от первично седиментационной соленасыщенности вод (при прочих равных условиях): воды с меньшим содержанием

нием солей способны быстрее изменить свой состав за счет процессов разбавления, смешения, обмена и т. д. Эти изменения мы будем рассматривать в следующей главе.

### ЗАВИСИМОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ ГЕЛИЯ В ГПВ ОТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА ПОРОД

Гелий — радиогенный компонент распада урана и тория. Очевидно, при одинаковых кларковых содержаниях этих элементов и сингенетичности ГПВ вмещающим их водоносным и водоупорным толщам количества накопившегося гелия в поровом пространстве должны находиться в зависимости от геологического возраста пород. Статистическая обработка огромного материала показала, что эта зависимость действительно имеет место: содержания гелия в ГПВ палеозойских отложений максимальны, и кайнозойских — минимальны [Воронов, Тихомиров, Тихомирова, 1969]. При резко повышенных содержаниях урана и тория в породах, например в галогенных формациях, количества накопившегося гелия, очевидно, будут ниже среднестатистических. Такое отклонение имеет место, например, в нижнекембрийских галогенных породах Сибирской платформы. Е. В. Пиннекер, не учитывая этого обстоятельства, предполагает кайнозойский абсолютный возраст рассолов, с чем соглашаться невозможно.

Необходимо учитывать, однако, что палеозойские отложения обычно залегают на более древних докембрийских кристаллических породах, и можно допускать восходящий диффузионный поток из них гелия. Но так как пористость кристаллических пород очень мала, а поры преимущественно закрыты, диффузия гелия будет осуществляться в основном через кристаллическую решетку, т. е. на порядки медленнее, чем в воде, и существенно не может повысить гелиевый фон. Этот поток может иметь ощутимое значение лишь в некоторых зонах разломов, секущих фундамент. А. Х. Махмудов [1969] путем детальных термодинамических расчетов показал, что фоновые концентрации гелия и в палеозойских отложениях действительно обусловлены фоновой радиоактивностью чехла, и только единичные аномалии могут быть связаны с подтоком из фундамента. Таким образом, мы получаем еще одно доказательство первично седиментогенной природы ГПВ, их очень слабой подвижности в недрах.

Аналогично гелию ведет себя радиогенный аргон. По предварительным данным соотношения этих двух компонентов примерно постоянны в отложениях всех возрастов и в среднем  $\text{He/Ar}_{\text{рад}} = 10$ .

Ввиду того что большую часть растворенного аргона ГПВ составляет воздушный аргон, общая концентрация аргона в водах в среднем (при очень широком разбросе точек) соответствует его содержанию в водах открытых водоемов [Якуцени и др., 1968]. Это говорит еще раз о том, что процессы дифференциации растворенного вещества и растворителя в ГПВ за весь постседиментационный период имеют весьма ограниченные масштабы.

Таким образом, свидетельства седиментогенного происхождения подавляющей массы ГПВ достаточно серьезны, многочисленны, и не случайно, что в материалах ряда последних конференций и совещаний по гидрогеологии в Ашхабаде, Москве, Тюмени, Томске, Ленинграде идея седиментогенного генезиса ГПВ являлась наиболее признанной среди гидрогеологов. Основным звеном в цепи доказательств седиментогенного генезиса ГПВ, конечно, является связь их концентраций и состава с характером формаций, слагающих чехлы артезианских бассейнов. Поэтому вопросы преобразования ГПВ, их взаимосвязи с нефтью и газом будут разбираться с позиций именно данного направления.

## Глава V. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ СОСТАВА СЕДИМЕНТОГЕННЫХ ВОД В ПРОЦЕССЕ ЛИТОГЕНЕЗА

Данная проблема для нефтяной гидрогеологии очень важна, так как без знания факторов и закономерностей преобразования седиментогенных вод в различных обстановках невозможно решать и основные вопросы взаимосвязи и взаимовлияния воды, нефти и газа в поровом пространстве пород. Подземные воды, как и породы, представляют собой среду нефтегазообразования и нефтегазонакопления, и знание ее эволюции при литогенезе также обязательно для развития теории нефтяной геологии в целом, как и знание закономерностей осадочного породообразования на всех его стадиях.

Значительный вклад в изучение данной комплексной проблемы внесли работы собственно гидрогеологов и гидрохимиков (А. Н. Бунеев, Н. В. Тагеева, Г. Н. Каменский, А. М. Овчинников, А. Е. Ходыков, И. К. Зайцев, А. Е. Бабинец, И. Г. Киссин, Е. В. Порохов, Н. И. Толстыхин и др.), литологов и петрографов (Н. И. Андрусов, А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, А. В. Копелиович, А. Г. Коссовская и др.), геохимиков (А. П. Виноградов, М. Г. Валяшко, Л. А. Гуляева, В. И. Лебедев, А. А. Карцев и др.), океанологов (О. В. Шишкина, С. В. Бруевич, Н. Д. Старицова, Е. Д. Зайцева и др.), а также многих учёных других научных направлений геологического и геохимического цикла.

Чтобы изучать постседиментационные изменения состава седиментогенных вод, необходимо иметь отчетливое представление о их первоначальном составе в период седиментации. Как правило, состав вод морских эпиконтинентальных бассейнов почти никогда точно не отвечает составу океанической воды. В условиях гумидного климата, при затрудненной связи с океаном, происходит снижение минерализации без существенного изменения соотношений между ионами. В условиях аридного климата при этом, наоборот, происходит сгущение как морской, так и континентальной составляющей солевого питания, выпадают различные соли. В результате в зависимости от характера связи с океаном образуется разнообразная гамма соленых и рассольных вод хлоридного и сульфатно-хлоридного маг-

ниево-натриевого и реже — кальциево-магниево-натриевого состава как морского ( $r\text{Na}/r\text{Cl} < 1$ ,  $\text{Cl}/\text{Br} \leq 300$ ), так и континентального генезиса ( $r\text{Na}/r\text{Cl} \geq 1$ ,  $\text{Cl}/\text{Br} \geq 300$ ). Причем первые резко преобладают.

## § V.1. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ГПВ

Постседиментационное преобразование состава седиментогенных вод осуществляется сразу же после их захоронения в толще осадков. В течение как диагенеза, так и раннего катагенеза это преобразование носит в общем односторонний характер и зависит от следующих основных факторов:

- 1) минерализации и состава исходных вод бассейнов седиментации;
- 2) содержания (и состава) рассеянного органического вещества;
- 3) минерального состава отложений;
- 4) температуры (и давления), а следовательно, глубины погружения отложений, его длительности, геотермического градиента;
- 5) условий отвода продуктов превращения (динамичности среды).

1. Чем выше содержание солевых компонентов в исходном растворе, тем, при прочих равных условиях, больший масштаб геохимических процессов в породах необходим для их преобразования. Особенно это касается содержания сравнительно неустойчивых растворенных компонентов ( $\text{Mg}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{K}$  и др.), а также компонентов смешанной, хемогенно-биогенной природы ( $\text{Br}$ ,  $\text{J}$ ,  $\text{HCO}_3$  и др.). Например, поступление в раствор одного и того же количества брома из пород в растворы с разным исходным его содержанием обеспечивает различную величину  $\text{Cl}/\text{Br}$  — отношения в ГПВ; и, наоборот, заимствование породами одного и того же количества магния из растворов морского типа разной исходной концентрации обеспечит различную величину их метаморфизации.

2. Из всех компонентов осадочных пород органическое вещество изменяется наиболее интенсивно. На стадии диагенеза процессы его изменения носят микробиальный характер, а на стадии катагенеза — преимущественно чисто химический. Окисляясь, некоторая доля рассеянного органического вещества затрачивается на восстановление  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  и других минеральных соединений, в результате чего в растворе накапливается сероводород, а в осадках — сульфиды железа и других тяжелых металлов. С другой стороны, продукт окисления органического вещества —  $\text{CO}_2$  — растворяется в водах и реагирует с минеральным комплексом пород — силикатами (и карбонатами) — с переводом металлов в раствор в форме бикарбонатов, что на определенных этапах вызывает и их выпадение из растворов. Чем выше содержание органического вещества, тем интенсивнее диагенетическое преобразование осадков. Например, темп диагенетической карбонатизации ( $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  и др.) угленосных отложений значительно выше, чем пород с низким содержанием органического вещества. Поровые воды современных осадков, более обогащенных органическим веществом, в большей степени

преобразованы [Шишкина, 1964]. Породы с большим содержанием органического вещества отдают в раствор больше биогенного брома [Учителева, 1967; Капченко, 1969]. Органическое вещество на всех этапах катагенеза отдает в поровое пространство газы ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{NH}_3$  и др.), органические кислоты, фенолы, а на определенных этапах погружения — жидкие углеводороды.

3. Различные породы и минералы обладают разной реакционной способностью по отношению к водным растворам. Относительно наиболее активно разлагаются с образованием слюдисто-глинистых, карбонатных и прочих низкотемпературных минералов граувакки и основные аркозы, затем идут кислые аркозы и, наконец, инертные кварц-каолинитовые породы — последние члены в ряду гипергенной деградации первичных алюмосиликатов [Коссовская и др., 1963]. Глинистые минералы этих семейств пород обладают различной емкостью обмена — мерилом их ионообменной реакционной способности по отношению к растворам. Из карбонатов кальцит способен переходить в доломит, а при повышенных температурах (150—200° С) доломит, сидерит и в меньшей степени кальцит подвергаются гидролизу с выделением  $\text{CO}_2$  в раствор [Киссин, Пахомов, 1969а].

Соляные минералы (галит, сильвин, карналлит) относительно стабильны при низких температурах (при сингенетичности «материнских» по отношению к условиям их образования растворов). Однако с увеличением температуры меняется соотношение растворимостей этих минералов. Гипсы и ангидриты при взаимодействии с органическим веществом в водонасыщенной среде переходят в карбонаты и сульфиды. При возрастании солености и температуры гипс способен переходить в ангидрит, давая дополнительные порции слабоминерализованной воды, и т. д.

4. Температура является основным фактором, определяющим химическое и фазовое равновесие и скорость реакций взаимодействия растворов и твердой органо-минеральной фазы. Влияние давления на равновесие и скорость химических реакций в жидкой фазе мало и значительно возрастает для газовых реакций.

Температура недр является функцией глубины залегания пород и величины геотермического градиента. Для медленно протекающих реакций, каковыми является большинство геохимических низкотемпературных превращений, имеет значение и продолжительность существования того или иного геотермического режима, т. е. геологическое время. Выявить влияние последнего на интенсивность преобразования ГПВ затруднительно из-за неизученности кинетики большинства геохимических превращений.

5. Динамичность среды — важное условие не столько для преобразований состава вод, сколько для преобразования пород, так как при средних параметрах пористости пород и солесодержания вод доля растворенного вещества составляет всего несколько процентов на породу. Даже сравнительно полное перерождение состава растворов в статических условиях будет соответствовать весьма незначительной величине изменения состава породы (несколько процентов). Так как основная масса ГПВ имеет седиментогенное происхож-

ждение и весьма малоподвижна, то изменение ими пород в объеме всего чехла артезианского бассейна не может быть значительным. Масштаб этих изменений увеличивается в наиболее проницаемых участках коллекторов, зонах между пластовых перетоков, разгрузки, где водообмен в поровом пространстве может достигать десятков — сотен раз. Но здесь необходимо учитывать соотношение скоростей движения растворов и химических реакций. Если первая резко превышает последнюю, то эффект влияния динамичности растворов на их преобразование будет сильно ослаблен. Это особенно вероятно в слабоактивной среде.

Большинство химических реакций растворов с наиболее распространенными породами — силикатами — характеризуется весьма низкими скоростями на стадии катагенеза. Несколько выше скорости реакций с карбонатами (доломитизация). Наконец, соляные минералы (галит, сильвин и др.) при изменении состава пропитывающих их растворов изменяются относительно быстро (растворение, замещение сильвина галитом, карналлита сильвином, перекристаллизация с изменением содержания брома в равновесных растворах и т. д.).

Очевидно, и скорости фильтрационных потоков в различных условиях будут непостоянными в зависимости от проницаемости пород, интенсивности и продолжительности действия тектонических напряжений и т. д. Относительно повышенная подвижность среды — необходимое условие функционирования микроорганизмов на стадии диагенеза и, следовательно, микробиальных процессов преобразования пород, идущих наиболее интенсивно.

## § V.2. ПРОЦЕССЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГПВ

Каждую химическую реакцию необходимо рассматривать в двух аспектах: с точки зрения химического равновесия между твердой, газообразной и жидкой фазами (термодинамика, точнее, энергетика) и с точки зрения скорости установления данного равновесия в конкретных физико-химических условиях (кинетика). В настоящее время уже определены термодинамические свойства большинства минералов, ионов, газов, позволяющие определить изобарные потенциалы (свободные энергии) и константы равновесия отдельных наблюдаемых и предполагаемых геохимических превращений. Однако кинетика, механизмы этих превращений изучены очень слабо. Известно, что скорость термодинамически вероятных в каком-то температурном интервале реакций растет параллельно росту температуры (правило Оствальда), однако математического выражения этой зависимости для конкретных реакций мы не знаем. Не исключено, что при низких температурах для ряда реакций они окажутся ничтожными даже в масштабах геологического времени. Многие реакции, особенно реакции с участием органических соединений, являются катализитическими, их скорости в основном зависят от состава и типа катализатора.

На стадии диагенеза в основе превращений вещества лежит деятельность микроорганизмов. Скорости реакций здесь находятся в зависимости от количества, специфичности и активности микроорганизмов, осуществляющих различные геохимические превращения минерального вещества.

Изучение равновесий и кинетики реакций преобразования состава ГПВ сильно осложняется поликомпонентным составом как твердой, так и жидкой фаз, их взаимовлиянием. Кроме того, как состав отдельных минералов, так и их соотношение друг с другом в объеме породы значительно варьируют даже в пределах одной литологической пачки; значительно меняется также содержание органического вещества. Все это осложняет применение данных по отдельным экспериментально изученным реакциям к конкретным природным объектам.

Постседиментационное преобразование состава ГПВ включает следующие процессы: 1) ионообменная адсорбция; 2) окислительно-восстановительные реакции в растворах и породах; 3) метаморфизм органического вещества; 4) растворение — осаждение минералов; 5) метасоматическое замещение одних минералов другими.

Детальное рассмотрение всех этих процессов выходит за рамки данной работы. Здесь осветим лишь основные выводы.

**Ионообменная адсорбция.** Ионообменные реакции подчиняются закону действующих масс: состав поглощенных катионов и равновесных растворов тесно взаимосвязаны. Скорости собственно ионного обмена измеряются часами, сутками, т. е. в геологическом смысле они мгновенны. Основное мерило ионообменной реакционной способности пород — емкость обмена. Она зависит в основном от минералогического состава глин, степени их литификации, в меньшей степени — от содержания органического вещества и очень слабо — от концентрации равновесного раствора (рис. V.1). В среднем для большинства молодых глинистых пород она равна примерно 20 мг-экв/100 г породы. Следовательно, чем выше концентрация раствора, тем меньше возможная степень его преобразования за счет ионообменной адсорбции как в статических, так и тем более в динамических условиях (в масштабе артезианского бассейна). При этом сверхкрепкие рассолы ( $\text{NaCl}$ ) с концентрацией 500—600 г/л нельзя метаморфизовать в хлоридно-кальциевые рассолы за счет ионного обмена, возможно лишь снижение  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  до 0,9—0,99. Рассолы с концентрацией 70 г/л ( $\text{NaCl}$ ) невозможно превратить в хлоридно-натриево-кальциевые с  $r\text{Na}/r\text{Cl} < 0,5$  [Капченко, 1969].

В силу соответствия состава первично поглощенного комплекса глинистых толщ первичному составу седиментационных вод постседиментационное преобразование состава последних возможно в следующих случаях.

1. Передвижение растворов в породы иных фаций (по гидрохимическим условиям седиментации) или в зоны палеогипергенеза. В силу очень слабой проницаемости глинистых пород преобразование состава растворов (и поглощенного комплекса) при этом ограничено в основном взаимодействием их с коллекторами, емкость

$E, \text{мг-экв}/100\text{г}$

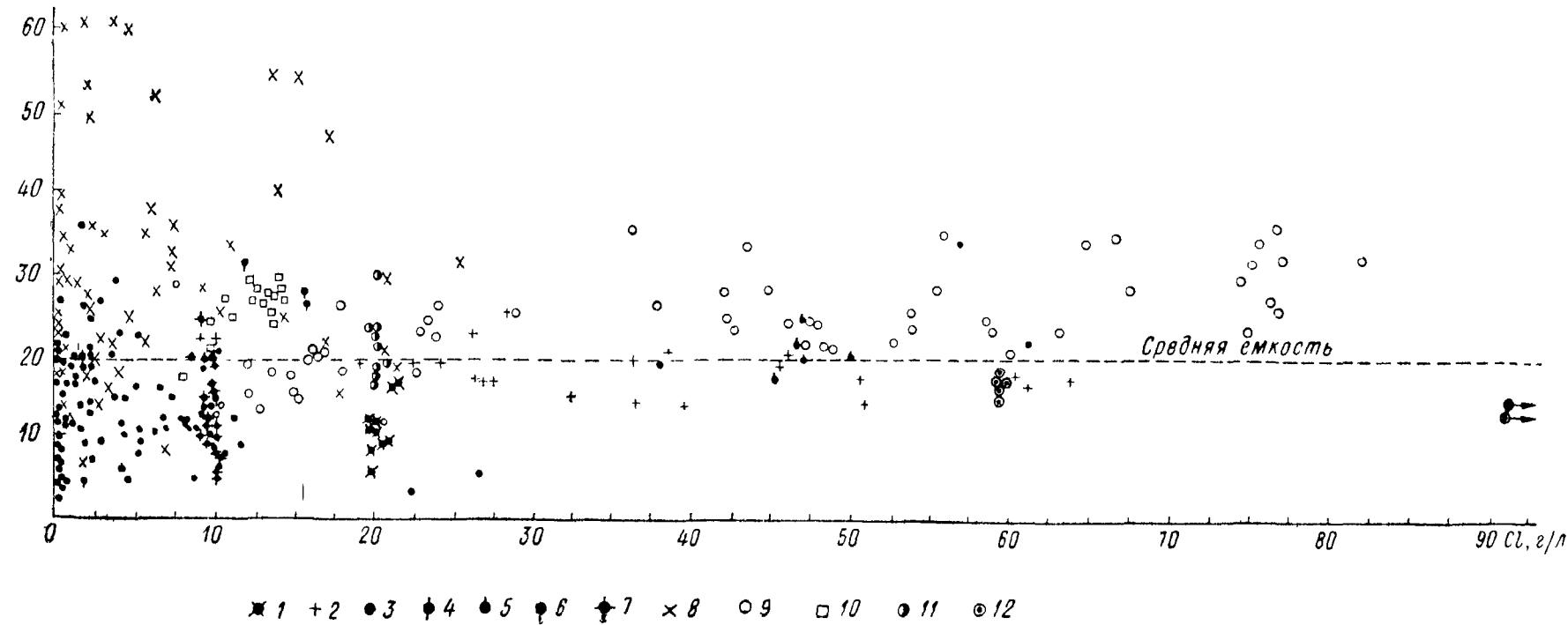


Рис. V.1. Зависимость емкости обмена  $E$  молодых глинистых, преимущественно гидрослюдистых осадков от концентрации равновесных поровых растворов (по хлору).

1 — Гренландское море и Северный Ледовитый океан ( $Q_4$ ); 2 — Южный Каспий ( $N_2 - Q$ ); 3 — Северный Каспий ( $Q_4$ ); 4 — дельта Дуная ( $Q_4$ ); 5 — Черное море, Куяльницкий лиман ( $Q_4$ ); 6 — то же, Шаболатский лиман ( $Q_4$ ); 7 — Черное море, открытая часть ( $Q_4$ ); 8 — Тобол-Ишимский водораздел ( $Q$ ); 9 — Бакинский архипелаг ( $N_2$ ); 10 — Черное море ( $Q$ ); 11 — Тихий океан ( $Q$ ); 12 — искусственная морская вода (экспериментальные данные). Данные: 1—7 — Н. В. Тагсевой и М. М. Тихомировой, 1964 г.; 8 — Н. П. Затенецкой, 1963 г.; 9 — Л. И. Нестеровой, 1965 г., 10—11 — Е. Д. Зайцевой, 1962, 1957 гг., 12 — Н. С. Спиро и К. С. Бонч-Осмоловской, 1956, 1959 гг.

поглощения которых мала, а поэтому преобразование растворов в этом случае хотя и наблюдается повсеместно, но масштабы его ограничены. Существенное постседиментационное преобразование поглощенного комплекса ( $\text{Ca} > \text{Na}$ ) наблюдается только в палеозойских сравнительно маломощных глинистых толщах (D, Cm).

2. Изменение состава растворов под влиянием иных факторов. Поглощенный комплекс выступает здесь своеобразным «буфером», тормозом этих иных преобразований (за счет изменения состава твердой фазы и других причин, см. ниже), так как сам преобразуется вместе с раствором в одном направлении.

3. Переход ионов в поглощенном комплексе из обменного положения в необменное (абсорбция). Это, по существу, равносильно изменению состава растворов за счет прямой абсорбции ионов из раствора т. е. случаю 2.

4. Изменение состава глинистых минералов, в связи с чем несколько изменяется сорбционная способность породы по отношению к отдельным компонентам, емкость обмена и т. д. Масштабы данного процесса и тем более сопровождающие его обменные реакции еще слабо изучены.

В целом влияние ионообменной адсорбции на метаморфизацию ГПВ имеет ограниченное значение.

**Окислительно-восстановительные реакции.** Окислительно-восстановительные процессы протекают при наличии в системе соединений элементов с переменной валентностью (C, S, N, Fe и др.). Главным восстановителем в осадочных отложениях является углерод органического вещества ( $\text{C}^{4-} - 8e \rightarrow \text{C}^{4+}$ ), а главным окислителем — сера сульфатов ( $\text{S}^{6+} + 8e \rightarrow \text{S}^{2-}$ ) и окисное железо ( $\text{Fe}^{3+} + e \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ ). На стадии диагенеза основные окислительно-восстановительные реакции протекают под влиянием микроорганизмов: десульфатизация и связанный с ней переход гидроокислов железа в пирит, сидерит и т. д. Интенсивность окислительно-восстановительных реакций в осадке зависит от содержания органического вещества. В современных осадках существенное восстановление сульфатов иловых вод наблюдалось только при содержании  $\text{C}_{\text{орг}} > 0,8 \div 1\%$ .

На стадии катагенеза основным фактором становится температура. При  $150\text{--}250^\circ\text{C}$  течение реакции десульфатизации установлено экспериментально [Григорьев, 1954; Малинин, Хитаров, 1969]. О возможности абиогенной десульфатации в недрах свидетельствует ряд фактов: аномально-высокая концентрация сероводорода в водах и газах, в несколько раз превышающая порог существования микроорганизмов, часто в условиях чрезвычайно высокой солености (до  $500\text{--}600\text{ г/л}$  — Иркутский амфитеатр) и высокой температуры (до  $140^\circ\text{C}$  — Лак, Франция), а также обильное развитие пирита в межсолевых, сильно засоленных, загипсованных галопелитах, обогащенных органическим веществом (Соликамск). Все эти факты обнаружены главным образом в сильно засульфаченных (галогенных) толщах при высоких концентрациях в них органического вещества, в том числе нефти и газа. С точки зрения равно-

весия реакций и имеющихся экспериментальных данных систему органическое вещество — сульфатные породы на стадии позднего катагенеза и раннего метаморфизма (до 150—200° С и более) нельзя считать длительно устойчивой, она неизбежно будет переходить в систему  $\text{CO}_2$ — $\text{CaCO}_3$ — $\text{H}_2\text{S}$ — $\text{FeS}_2$ , а поэтому месторождения нефти (и газа) в засульфаченных коллекторах на соответствующих глубинах будут разрушаться.

Основная функция окислительно-восстановительных процессов в жидкой фазе — перевод сульфатов в углекислоту и гидрокарбонаты, что неизбежно влияет на условия растворения — осаждения минералов, метасоматические замещения и сопряженные с ними ионообменные процессы (см. ниже).

В породах с низким содержанием сульфатов при значительных содержаниях органического вещества (гумидный литогенез) сульфаты в поровых водах и частично в породах исчезают в основном уже на стадии диагенеза (мезозой Якутского артезианского бассейна). В отложениях аридных зон с высоким содержанием сульфатов в жидкой и твердой фазах и часто с пониженным содержанием органического вещества восстановление растворенных сульфатов замедлено и непрерывно компенсируется их растворением. Результирующая концентрация сульфатов в этих условиях будет определяться соотношением скоростей восстановления и растворения  $\text{SO}_4$ . Так как последние обычно больше первой, ореолы пониженной сульфатности вокруг нефтяных месторождений в сульфатсодержащих коллекторах могут быть очень пачетками.

**Метаморфизм органического вещества пород.** Органическое вещество по мере погружения пород, роста давления и температуры непрерывно отдает летучие компоненты в поровое пространство, занятное ГПВ: воду, углекислый газ, сероводород, аммиак и азот, углеводороды, органические кислоты, фенолы, биогенные элементы (йод, бром, калий, фосфор, кремний и др.) и др.\* Остающееся в породе органическое вещество все более обогащается наиболее богатыми углеродом ароматическими соединениями. В стадию диагенеза и первых этапов раннего катагенеза ряд указанных выше компонентов генерируется при окислении части органического вещества микроорганизмами.

Для оценки возможных концентраций основных продуктов метаморфизма органического вещества в ГПВ на различных стадиях литогенеза мы использовали ориентировочные данные балансовых расчетов Е. А. Рогозиной и А. Э. Конторовича [1967, 1969, табл. V.1]. Принималось, что основной объем порового пространства, начиная от стадии диагенеза и кончая стадией позднего катагенеза, заполнен водой с плотностью, близкой к 1. Вычисления велись по следующей формуле:

$$Q = \frac{(\gamma - n) Cq}{10n},$$

\* К. Крейчи-Граф [Kreici-Graf, 1962] придерживается мнения, что органическое вещество продуктирует и запасы и весь растворенный комплекс «нефтяных» вод, с чем, конечно, согласиться нельзя.

ТАБЛИЦА V.1

Содержание летучих продуктов метаморфизма рассеянного сапропелево-гумусового органического вещества на последовательных стадиях его метаморфизма в процентах от содержания органического вещества на стадии позднего диагенеза,  
по Э. А. Конторовичу и Е. А. Рогозиной [1969]

Компоненты	Стадии метаморфизма органического вещества (OB)					
	Торфя- ная — буро- уголь- ная ТБ	Буро- уголь- ная — длинно- пламен- ная БД	Длинно- пламен- ная — газовая ДГ	Газо- вых — жирных углей ГЖ	Жир- ных — коксо- вых углей ЖК	Всего
Органическое ве- щество (в остатке)	73,05	65,5	58,4	55,4	52,8	
Летучие (выделив- шиеся):						
H <sub>2</sub> O . . . . .	5,77	4,1	0,73	0,07	0,29	7,97
CO <sub>2</sub> . . . . .	15,91	5,18	5,11	2,4	1,75	30,41
C <sub>n</sub> H <sub>2n+2</sub> . . . . .	3,94	0,73	0,54	0,07	0,22	5,47
H <sub>2</sub> S . . . . .	1,40	0,37	0,51	0,29	0,29	2,86
NH <sub>3</sub> . . . . .	0,65	0,22	0,22	0,07	0,07	1,25
Сумма . . . . .	27,67	7,6	7,1	3,0	2,6	48
Итого . . . . .	100,7	73,1	65,5	58,4	55,4	100,8

ТАБЛИЦА V.2

Изменение пористости и плотности осадочных пород по глубине  
(фактические данные и осредненные расчетные данные  
Ю. В. Мухина [1965])

Глубины, м	Стадии изменения органического вещества	n	γ
250			
700	Т	0,33	1,6
	Б		
1600		0,17	2,41
2300	Д	0,15	2,44
2900	Г	0,12	2,50
3500	Ж	0,09	2,55
	К		

где  $Q$  — содержание искомого компонента метаморфизма органического вещества в воде,  $g/l$ ;  $γ$  — объемный вес породы,  $g/cm^3$  (из табл. V.2);  $C$  — содержание органического вещества в твердой фазе породы на стадии позднего диагенеза, % (в среднем  $C = 2\%$ );  $n$  —

пористость (из табл. V.2);  $q$  — содержание искомого компонента метаморфизма органического вещества в процентах от  $C_{\text{опр}}$  на стадии позднего диагенеза (из табл. V.1).

Вывод формулы. 1  $\text{dm}^3$  осадка (породы) объемным весом  $\gamma$  содержит  $n \text{ dm}^3$  (или  $\text{kg}$ ) воды и  $(\gamma - n) \text{ kg}$  твердой фазы. Содержание выделяющегося компонента метаморфизма органического вещества в твердой фазе составит  $\frac{(\gamma - n) Cq}{10000} \text{ kg}$ . Растворяясь в  $n$  литрах поровой воды, это количество обусловит концентрацию, равную

$$Q = \frac{(\gamma - n) Cq \cdot 1000}{n \cdot 10000} = \frac{(\gamma - n) Cq}{10n} \text{ [г/л].}$$

Вычисления  $Q$  сведены в табл. V.3.

По мере уплотнения глинистых толщ большая часть поровых растворов из них отжимается в коллекторы. Рост концентрации рассматриваемых компонентов в поровых растворах замедляется с глубиной, на каждой последующей стадии в среднем отдается меньше компонентов, чем на предыдущей, но общая их концентрация в поровом пространстве глин непрерывно растет. Безусловно, должна она расти и в коллекторе тем больше, чем больше отношение мощности питающих глинистых горизонтов к мощности коллекторов. Этот рост в действительности будет сильно осложняться процессами гидратации — дегидратации минералов, сорбции, преобразования состава минеральной фазы и растворов, фазовых переходов, колебаниями содержания и состава органического вещества и др.

ТАБЛИЦА V.3

Расчетные концентрации отдельных компонентов метаморфизма рассеянного органического вещества в поровых водах, г/л

Компоненты	Стадии метаморфизма				
	ТБ	БД ТД	ДГ ТГ	ГЖ ТЖ	ЖК ТК
Органическое вещество (в осадке), %	1,46	1,34	1,17	1,11	1,05
Летучие (выделившиеся):					
H <sub>2</sub> O	4,44	2,90 7,34	2,23 9,57	0,28 9,85	1,57 11,42
CO <sub>2</sub>	12,2	13,7 25,9	15,6 41,5	9,50 51,0	9,47 60,47
C <sub>n</sub> H <sub>2n+2</sub>	3,0	1,92 4,92	1,56 6,48	0,28 6,76	1,19 7,95
H <sub>2</sub> S	1,08	0,97 2,05	1,56 3,61	1,15 4,76	1,57 6,33
NH <sub>3</sub>	0,50	0,58 1,08	0,67 1,75	0,28 2,03	0,38 2,41

Расчет сделан для сапропелево-гумусового типа органического вещества. Для сапропелевого типа выход всех летучих продуктов гораздо выше за счет  $C_nH_{2n+2}$ ,  $H_2S$  и  $H_2O$ , но выход  $CO_2$  значительно ниже, чем в гумусовом типе.

Выделяемая из рассеянного органического вещества пресная вода оказывает практически неощутимое влияние на минерализацию ГПВ (доли, первые единицы граммов на литр при исходной минерализации 35 г/л). При высоких концентрациях органического вещества опресняющее влияние последней может фиксироваться сравнительно отчетливо. Возможно, с этим связана пониженная минерализация ГПВ гидрокарбонатно-натриевого типа в юрских отложениях северо-западной части Западной Сибири [Кругликов, 1964].

Но разительно велико количество выделяющейся  $CO_2$ , оно в несколько раз выше того, которое может возникнуть при восстановлении сульфатов при их средней океанической концентрации. Двухокись углерода частично накапливается в ГПВ (первые сотни кубических сантиметров на литр), но основная масса ее затрачивается при реакциях растворения и метасоматического замещения пород, особенно аркозов и граувакк. Концентрация  $CO_2$  в водах карбонатных коллекторов при прочих равных условиях несколько выше, чем в терригенных.

Количество генерируемых углеводородов (газообразных и жидких) превышает фоновую газонасыщенность ГПВ большего числа артезианских бассейнов, даже без учета их генерации от стадии Т к стадии Б. Расчет потерь углеводородов в коллекторах (абиогенное окисление, сорбция и т. д.) пока сделать затруднительно. Вероятно, более велики они в красноцветных и галогенных породах с высоким содержанием окислителей ( $S^{6+}$ ,  $Fe^{3+}$ ), залегающих на сравнительно больших глубинах.

По ориентировочным расчетам [Конторович и др., 1969] при слабом развитии вторичных процессов разрушения и удаления газообразных углеводородов из раствора выделение их в свободную фазу возможно уже при фоновых содержаниях органического вещества в породах ( $\sim 1\%$ ).

По последним данным (Н. Б. Вассоевич, 1967; С. Г. Неручев, 1969), отдача рассеянным органическим веществом жидких углеводородов протекает не плавно по глубине, а скачкообразно, после достижения определенных интервалов разреза на глубинах 2,5 тыс. м и более (так называемая главная фаза нефтеобразования). На таких глубинах глинистые толщи отдают при уплотнении уже сравнительно мало воды, но, как уже говорилось, возможно дополнительное ее выделение в процессе перехода многослойных глинистых минералов в однослойные.

Весьма велико также содержание выделяемого сероводорода, сопоставимое с содержанием его в ГПВ галогенных формаций, где, однако, он имеет вторичное происхождение за счет сульфатов. Отличить в сероводороде серу, отделившуюся от органического вещества, и серу, восстановленную из состава сульфатов, пока невозможно. Для этой цели необходимо изучение фракционирования

изотопов серы при геохимических превращениях ее соединений. Значительная часть сероводорода в терригенных породах расходуется на сульфидообразование.

Количество отщепляющегося азота в форме аммиака также в среднем выше фактического содержания аммония и безargonного азота в ГПВ. Первичной формой поступления азота из рассеянного органического вещества вероятнее всего является  $\text{NH}_3 \rightarrow \text{NH}_4^+$ . На стадии диагенеза содержание аммония в поровых водах (10—20 мг/л, до 150—200 мг/л) в десятки раз выше, чем содержание безargonного азота и сопоставимо с его содержанием в ГПВ многих районов. Возможно, по мере погружения часть аммония переходит в азот. Отношение содержания газообразного растворенного азота к содержанию аммонийного азота зависит от минерализации ГПВ. В ГПВ Западной Сибири при минерализации вод 10—50 г/л  $\frac{N_g}{N_{am}} = 1 \div 15$ , редко до 20—115. В составе газообразного азота резко преобладает безargonный. В то же время содержание аммония здесь часто ниже, чем на стадии диагенеза (не более 50—75 мг/л). Отношение  $\frac{N_g}{N_{am}}$  увеличивается по направлению к газовым залежам и незакономерно меняется с глубиной.

В рассолах (200—300 г/л) Волго-Уральской области  $\frac{N_g}{N_{am}}$  близко в среднем к 1,0, а абсолютные и относительные содержания соединений азота гораздо выше, чем в Западной Сибири; они увеличиваются к зонам повышенной нефтегазоносности [Воронов, 1967; Желонкин, Булычев, 1965]. В Днепровско-Донецкой впадине также увеличивается относительное содержание  $\text{NH}_4^+/\text{M}$  по направлению к залежам нефти. Абсолютное содержание аммония растет с ростом минерализации —  $\text{M}$  [Гуцало, 1968]. Наконец, в наиболее крепких рассолах Восточной Сибири содержание аммонийного азота наиболее высокое (до 1238 мг/л), причем  $\frac{N_g}{N_{am}} \leq 1$  (в среднем 0,3—0,5).

Зависимость величины отношения  $\frac{N_g}{N_{am}}$  и содержания аммония от солености среды (рис. V.2) пока труднообъяснима. Возможно, в рассольной среде аммоний образует с другими ионами прочные солевые комплексы, неспособные к переходу в азот.

Менее изучен переход в раствор второстепенных компонентов рассеянного органического вещества — брома, йода, фосфора, кремния

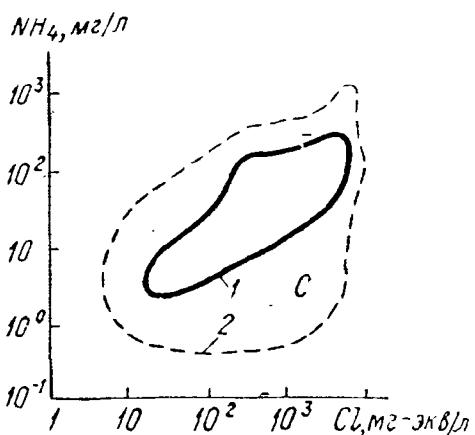


Рис. V.2. Зависимость  $\text{NH}_4^+ - \text{Cl}$  для глубокозалегающих подземных вод (данные по 17 нефтегазопосыпным бассейнам).

1 — область наибольшего сгущения точек; 2 — крайняя граница распространения точек; C — подземные воды, связанные с растворением соленосных отложений ( $r\text{Na}/r\text{Cl} \approx 1$ ,  $\text{Cl}/\text{Br} > 400 \div 500$ ).

и др. Уже на стадии диагенеза морских илов концентрация йода в жидкой фазе возрастает в сотни раз по сравнению с его концентрацией в море. Концентрация переходящего в раствор биогенного брома на стадии раннего диагенеза ( $C_{\text{орг}}$  до 2%) не превышает первых десятков миллиграммов на литр и в среднем равна 6—7 мг/л, а  $\text{Cl}/\text{Br}$  в морских осадках снижается до 270—240. На стадии катагенеза средняя расчетная концентрация биогенного («органогенного») брома (рассчитана по изменению содержания брома в породах), переходящего в раствор в составе отжимаемой из глии воды, равна

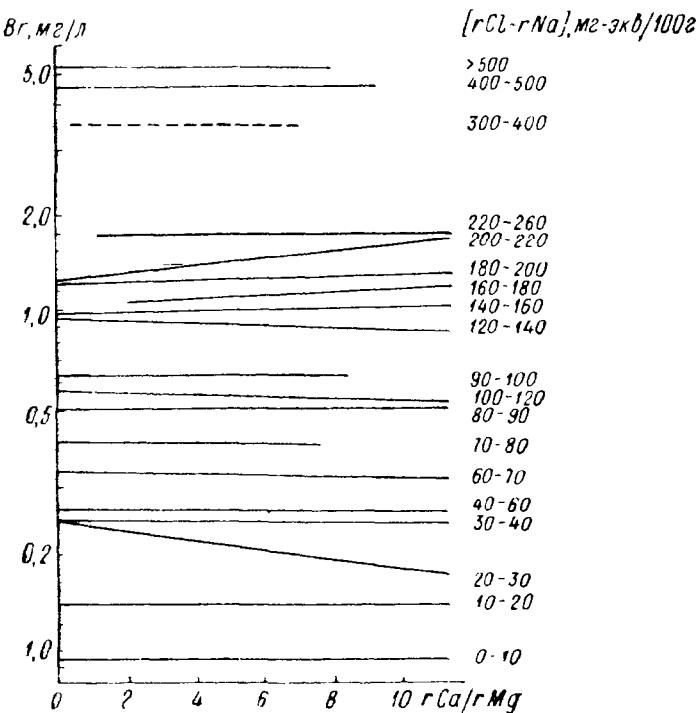


Рис. V.3. Зависимости содержания брома от коэффициента метаморфизации глубокозалегающих подземных вод для выборок с узким интервалом значений  $[r\text{Cl} - r\text{Na}]$ .

60 мг/л [Капченко, 1969]. Фактически же она колеблется от первых десятков до первых сотен миллиграммов на литр, а по данным А. И. Поливановой [1968] доходит иногда до 150—330 мг/л (Карпаты, Кавказ). При этом  $\text{Cl}/\text{Br}$  в соленых водах (10—15 г/л) снижается до 100—50 и даже до 30—10.

На содержание  $\text{Br}$  (и  $\text{Cl}/\text{Br}$ ) в рассолах галитовой и более поздних стадий галогенеза (1000—2000 мг/л) биогенный бром значительного влиянияказать не может; основная масса брома в них имеет седиментогенное происхождение. Подземная общесолевая метаморфизация растворов (обмен  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$ ) не приводит к изменению содержания брома. Последнее зависит от  $r\text{Cl} - r\text{Na}$  (или  $r\text{Na}/r\text{Cl}$ ) и не зависит от  $\frac{r\text{Cl} - r\text{Na}}{r\text{Mg}}$  или  $\frac{r\text{Ca}}{r\text{Mg}}$  (рис. V.3). Переходящие в раствор биогенные компоненты — йод и бром — связаны часто отчетливой корреляционной связью (рис. V.4). Наиболее высокие содержания биогенного брома и йода в ГПВ нижних комплексов чехла Западной Сибири связаны с наиболее обогащенными органическим веществом породами [Учителева, 1967].

Изменение органического вещества пород обеспечивает поступление в ГПВ также ряда сложных органических соединений. Водорастворенное органическое вещество обнаруживается во всех природных водах. Содержание  $C_{\text{орг}}$  в океане — 1—2, в полузакрытых и закрытых морях — 2—7, в рапных заливах — 20—67 мг/л. В морских иловых водах стадии диагенеза содержание  $C_{\text{орг}}$  поднимается до 5,6—54,5 (чаще 7—30), а  $N_{\text{орг}}$  — 2—7 мг/л [Старикова, 1959, 1961]. На стадии катагенеза в ГПВ содержание  $C_{\text{орг}}$  составляет в среднем единицы, реже — первые десятки миллиграммов на литр и исключительно редко — первые сотни (планы ИГИРГИ, ВНИГРИ, ВСЕГИНГЕО и других организаций, 1960—1970 гг.).

В составе растворенных органических веществ ГПВ обнаружены углеводороды (преимущественно ароматические), фенолы, смолы, масла, нафтеновые и жирные кислоты, аминокислоты, амины и другие сложные соединения. Многие из этих веществ способны давать при термокаталитических превращениях сложные углеводороды. Однако общее количество растворенных органических веществ в ГПВ составляет десятитысячные доли процента на породу, т. е. на 2 порядка ниже кларка битуминозных компонентов в осадочных породах. Лишь содержание низкомолекулярных жирных кислот (до  $C_4H_8O_2$ ), определяемых по методу Н. Т. первых тысяч миллиграммов на литр. Но этот метод неточен, допускает значительное завышение результатов за счет летучести  $HCl$  при отгонке кислот с водяным паром из хлоридных растворов при  $pH = 4 \div 5$ . Низкомолекулярные жирные кислоты и их соли способны давать при термокаталитических превращениях лишь газообразные углеводороды и сами по себе не повышают коллоидную растворимость жидких углеводородов нефти.

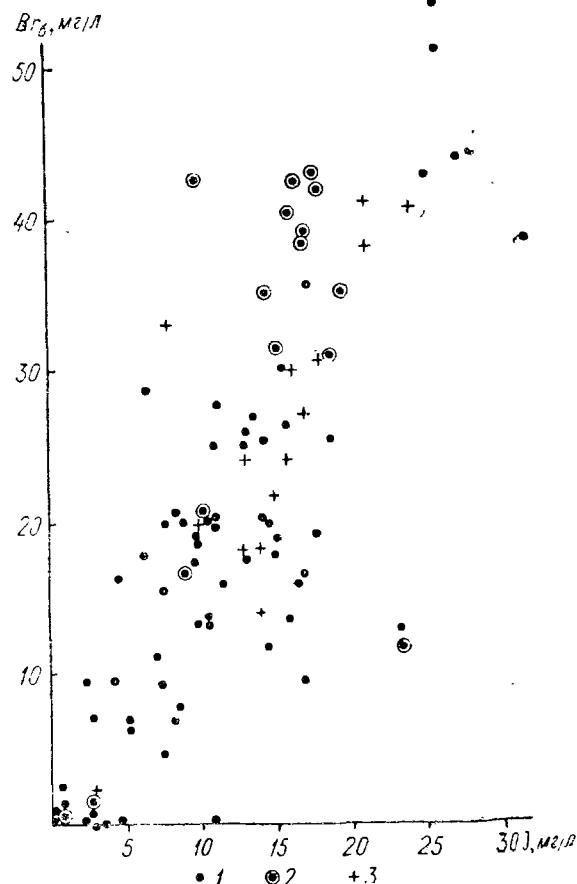


Рис. V.4. Зависимость содержания биогенного брома  $Br_6 = Br_{\text{общ}} - \frac{Cl_{\text{общ}}}{293}$  от содержания йода для пластовых вод нижней части чехла северо-западного борта Западно-Сибирского артезианского бассейна.

1 — хлоркальциевый тип; 2 — гидрокарбонатно-натриевый тип, данные Н. М. Кругликова [1964]; 3 — то же, данные Г. А. Толстикова [1964].

Шабаровой, достигает сотен — первых тысяч миллиграммов на литр. Но этот метод неточен, допускает значительное завышение результатов за счет летучести  $HCl$  при отгонке кислот с водяным паром из хлоридных растворов при  $pH = 4 \div 5$ . Низкомолекулярные жирные кислоты и их соли способны давать при термокаталитических превращениях лишь газообразные углеводороды и сами по себе не повышают коллоидную растворимость жидких углеводородов нефти.

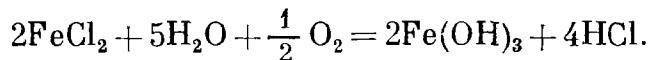
Значительная часть растворенных органических веществ переходит в ГПВ из сформировавшихся залежей, образуя ореолы рассеяния, что делает его одним из важнейших прямых показателей нефтегазоносности.

**Растворение и осаждение минералов.** Обладая слабой подвижностью, ГПВ обычно насыщены в соответствии с растворимостью теми минеральными соединениями, в среде которых они находятся.

Растворимость отдельных минералов есть функция энергии кристаллической решетки, температуры, давления, концентрации и состава растворов, pH, Eh, содержания «кислых» растворенных газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ). В порядке возрастания растворимости наиболее распространенные минералы располагаются в следующий ряд: силикаты и кремнезем — карбонаты — сульфаты — хлориды. Рост температуры, как правило, повышает растворимость большинства растворенных в ГПВ соединений. Действие давления изучено слабо; имеются данные о повышении растворимости сульфата натрия и гипса — ангидрита с ростом давления [Зверев, 1967; Манихин, Крюков, 1968].

Наиболее распространенные минералы коллекторов ГПВ — силикаты и карбонаты — сравнительно слабо меняют свою растворимость с изменением температуры. Слабо меняется также растворимость галита с изменением температуры. Значительно изменяется растворимость калийно-магнезиальных солей и хлорида кальция (рис. V.5).

По закону действующих масс растворимость отдельного минерала зависит от концентрации других компонентов в растворе: одноименные ионы обычно (но не всегда) понижают растворимость, а разноименные повышают вследствие роста ионной силы раствора и увеличения роли комплексообразования. Последнее часто объясняет и повышение растворимости при росте концентрации одноименных ионов. Например, содержание  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  в сверхкрепких хлоридно-кальциевых рассолах карбонатных коллекторов Восточной Сибири в несколько раз выше, чем в хлоридно-кальциево-натриевых рассолах (250—300 г/л) аналогичных коллекторов Волго-Уральской области (см. рис. V.7). Растворимость карбонатов сильно зависит от pH и концентрации свободной углекислоты в растворе, растворимость сульфидов — от pH и концентрации сероводорода, растворимость кремнезема и гидроокислов тяжелых металлов — от pH. pH в свою очередь зависит от концентрации в растворе легкогидролизующихся солей. Например, наличие в рассолах хлор-кальциевого типа соли слабого основания и сильной кислоты —  $\text{FeCl}_2$ , переходящей при подъеме на поверхность и соприкосновении с воздухом в  $\text{FeCl}_3$ , обеспечивает часто кислую реакцию этих рассолов за счет процесса гидролиза (pH до 5—4 и иногда 3—2)



Наоборот, присутствие в растворе соли сильного основания и слабой кислоты ( $\text{NaHCO}_3$ ) обеспечивает высокое pH за счет гидролиза — до

9—10 (содовые углекислые ГПВ некоторых структур Северного Сахалина).

Роль процессов растворения и осаждения минералов в измене-

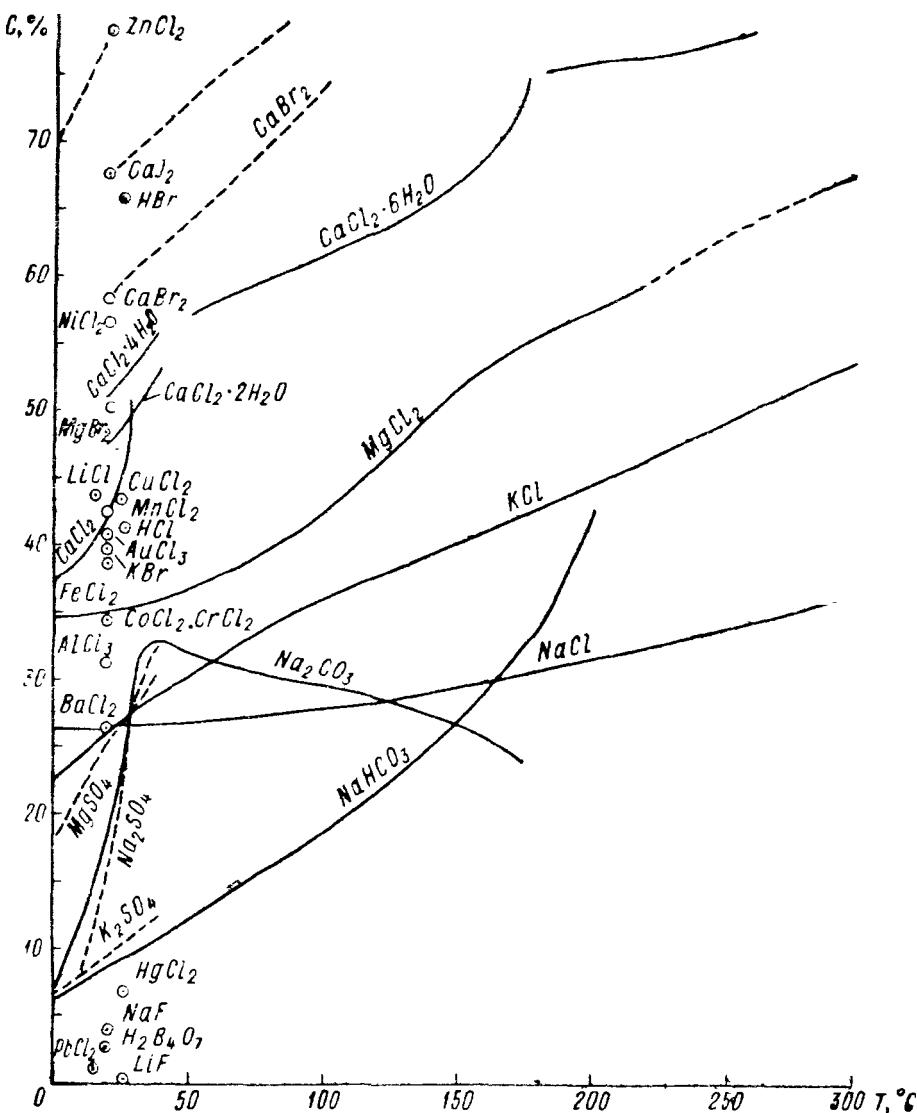


Рис. V.5. Зависимость растворимости различных солей, встречающихся в подземных водах, от температуры (по данным «Справочника по растворимости», т. 1. 1961).

нии состава ГПВ и коллекторских свойств пород увеличивается в локальных динамических системах, когда растворы мигрируют в несингенетичные им со времени седиментации и диагенеза комплексы и нарушаются установившиеся ранее равновесия. При этом воды нормально морских и солоноватоводных фаций могут обогащаться хлористым натрием за счет растворения штоков соли. Миграция хлоридно-кальциевых рассолов в водоносные комплексы угленосных формаций ( $NaHCO_3$ ) приведет к осаждению карбоната каль-

ция и изменению коэффициента  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  и т. д. Изменение состава вод за счет процессов их смешения при этом часто имеет ограниченное значение, так как сами процессы смешения при медленном вытеснении одних вод другими имеют не столько конвективную, сколько диффузионную природу (в слабопроницаемых породах).

**Метасоматическое замещение одних минералов другими.** Данная группа процессов имеет наибольшее значение в преобразовании состава ГПВ в силу слабой подвижности последних и ограниченных масштабов привноса-выноса вещества в единице объема чехла отдельного артезианского бассейна (в нижней гидрохимической зоне). Система минералы — органическое вещество — раствор (за исключением локальных короткоживущих межгоризонтных динамических систем) изменяется в основном автономно, т. е. может считаться в первом приближении закрытой в отношении притока-оттока вещества. К развитию метасоматического замещения одних минералов другими в постседиментационный период может приводить:

а) унаследованный от стадии седиментации неравновесный характер систем при постоянных температуре и давлении в силу очень медленных скоростей химических реакций;

б) изменение температуры и давления с глубиной, а следовательно, и изменение констант равновесия и скоростей реакций;

в) медленная миграция растворов в чуждые по условиям их первичного накопления фации, т. е. образование собственно новой неравновесной системы порода — раствор;

г) изменение состава растворов,  $\text{pH}$ ,  $\text{Eh}$  за счет иных факторов (ионный обмен, растворение, осаждение вещества, окислительно-восстановительные реакции, генерация активных газов и т. д.).

Здесь нет возможности и необходимости разбирать все многообразие реакций метасоматического замещения. Ограничимся теми из них, которые имеют относительно большее значение в преобразовании основного состава ГПВ.

Первичные обломочные силикаты и алюмосиликаты изверженных и метаморфических пород при низких температурах в водной среде вообще неустойчивы и имеют тенденцию гидролитического перехода в низкотемпературные глинистые и слюдистые минералы и кремнезем. Освобождающаяся при этом часть катионов не способна войти в решетки новообразованных минералов и частично накапливается в растворе в форме гидрокарбонатов, а также гидроокисей, гидросульфидов (в щелочной среде) и других сложных, в том числе и комплексных соединений, а также вытесняет из раствора другие катионы, способные входить в кристаллические решетки минералов.  $\text{Mg}$ ,  $\text{Li}$ , частично  $\text{Na}$  входят в решетки на место кальция [Лебедев, 1968],  $\text{Ca}$  — на место  $\text{Sr}$  и т. д.

В стадии диагенеза и катагенеза продолжается функция гипергенеза, химического выветривания, но в условиях резко пониженной динамичности среды, в анаэробной обстановке, а следовательно, в обстановке весьма ограниченного выноса щелочей и щелочных земель. Поэтому постседиментационные изменения пород, естеств-

венно, не могут, видимо, коренным образом изменить их первично седиментационный минералогический облик (за исключением тех случаев, когда контактируют активные породы).

По наблюдениям Петтиджа, А. В. Копелиовича и других исследователей, основные и средние плагиоклазы, биотит, пироксены, амфиболы с погружением в зоне катагенеза постепенно растворяются, замещаясь карбонатно-глинистыми и слюдистыми минералами.

Относительно наиболее активно гидрослюдизация, серицитизация полевых шпатов, хлоритизация, карбонатизация и монтмориллонитизация пироксенов, амфиболов, оливина, темных слюд и других минералов протекают на стадии диагенеза под воздействием продуктов преобразования органического вещества ( $\text{CO}_2$ , органических кислот и т. д.). Постепенное накопление в растворе гидрокарбонатов кальция, магния, железа, несмотря на продолжающуюся генерацию  $\text{CO}_2$ , приводит к их выпадению в осадок, «тягиванию» в конкреции и в целом к некоторому замещению первично алюмосиликатного костика карбонатно-пелитовым веществом. Масштабы этих преобразований определяются в основном концентрацией органического вещества в породах и степенью деградации первичного алюмосиликатного материала (или выноса из него щелочей и щелочных земель). Очевидно, в существенно кварц-каолинитовых породах масштаб преобразований минимальный, несколько более существенный он в гидрослюдистых глинах, в монтмориллонитовых глинах и наиболее значительный в первичных алюмосиликатах.

Процесс накопления гидрокарбонатов сильно различается в аркозах и граувакках: обладая хорошей растворимостью,  $\text{NaHCO}_3$ , выделяющаяся в раствор при разрушении аркозов, накапливается в растворе, повышая не только щелочной резерв, но и отношение  $\text{Na}/\text{Cl}$ . Чем ниже при этом исходная концентрация  $\text{Cl}(\text{NaCl})$ , тем в большей степени может быть повышен  $\text{Na}/\text{Cl}$ , вплоть до перехода вод в гидрокарбонатно-натриевый тип, по В. А. Силину. В стадию раннего диагенеза морских илов  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  не повышается еще до значений  $> 0,88$ — $0,90$ , а в растворе появляется лишь  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ . В стадии катагенеза в существенно аркозовых породах, обогащенных органическим веществом,  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  за счет генерации гидрокарбоната натрия повышается до 1—1,4 и более (ГПВ  $\text{HCO}_3$  —  $\text{Na}$ -типа Западной Сибири, Сахалина, Скалистых гор, Калифорнии и др.). В ряде других регионов, где отсутствуют галогенные формации (Западное Предкавказье, Крым, Кузбасс, Япония, Венесуэла и др.), отношение  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  также повышен по сравнению с океаническим его значением до 0,9—0,95 и более.

При образовании хлоритов и других магнийсодержащих минералов (сепиолита, палыгорскита) по кальцийсодержащим амфиболам, пироксенам и другим силикатам значительная часть магния из раствора переходит в кристаллическую решетку, а в раствор при этом поступает эквивалентная часть  $\text{Ca}$  (и  $\text{Na}$ ). Эти процессы установлены в зоне гипергенеза, идут они в стадии диагенеза и катагенеза (исчезновение темноцветных минералов).

ТАБЛИЦА V.4

Содержание металлов в водах различных зон литогенеза,  $\text{мг/л}$  (по данным опубликованных материалов 1960—1969 гг.)

Зоны литогенеза	Минерализация, $\text{г/л}$	Ba	Sr	V	Mn	Fe	Ti
С	35	0,03	8,0	0,002	0,002	0,002—0,02	0,001—0,009
	3—101				0,07—5,0	0,07—11,2	0,1—1,4
	10—450	Следы	3—6800 (20—2000)	0,01—30 (0,1—4)	0,01—1000 (1—200)	0,1—5800 (1—250)	0,01—150 (0,1—10)
Д	2500						
К	20—400	10—300	10—2000		6—1000	6—3000	
Г							

## ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. V.4

Зоны литогенеза	Минерализация, $\text{г/л}$	Cu	Pb	Zn	Ag	Mo
С	35	0,001—0,015	0,0001	0,005—0,02	0,0003	0,01
	3—101	0,01—0,9	0,2—4	0,05—8,0	До 0,4	0,02—0,9
	10—450	0,005—78 (1—4)	До 300 (0—25)	До 220 (0,5—20)	0,01—3,3 3,3	0,02—0,35 0,35
Д	20—400	20—4000	6—4000	6—4000	6—4000	До 2—6
К						
Г						

Приложение. С — зона седиментации (океан); Д — зона диагенеза (глубина 0,2—52 м); К — зона катагенеза (глубина 100—300 м); Г — зона гидротермального минералообразования, 200—640° С. В скобках приведены часто встречающиеся значения.

Ряд редких и тяжелых металлов из разрушающихся первичных алюмосиликатов (изоморфные примеси, акцессории) переходит в осадок главным образом в форме вторичных карбонатов, фосфатов, ванадатов, сульфидов, окислов, гидроокислов, частично накапливается в растворе в форме простых и комплексных ионов. Концентрации редких и тяжелых металлов в морских иловых водах стадии диагенеза на порядки выше, чем в морской воде. В стадии катагенеза эти концентрации еще более повышаются (табл. V.4); при этом процесс пелитизации постепенно ослабляется вследствие уменьшения генерации двуокиси углерода органическим веществом.

Начиная со стадии диагенеза развивается доломитизация известкового материала — процесс, наиболее ответственный за формирование хлоридных кальциево-натриевых и натриево-кальциевых растворов (по схеме Мариньиака). По ориентировочным предварительным

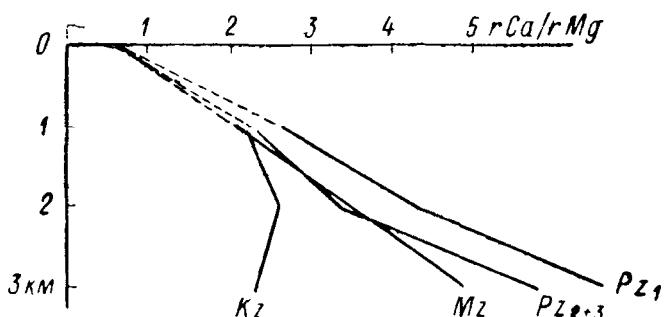


Рис. V.6. Зависимость медвенных значений коэффициента метаморфизации подземных вод от глубины их залегания для коллектиров разного геологического возраста (по 10 нефтегазоносным бассейнам).

подсчетам доломитизация при 25° С идет до установления в растворе отношения  $r\text{Ca}/r\text{Mg}^* = 5 \div 6$  или  $r\text{Cl} = r\text{Na}/r\text{Mg}$  до 6—7 [Гуревич, 1963; Капченко, 1964, 1969]. Повышенные температуры, вероятно, несколько сдвигают эту величину в сторону повышения. Характерно также, что в ГПВ большинства бассейнов  $r\text{Ca}/r\text{Mg}$  как в карбонатных, так и в терригенных породах с рассеянными карбонатами в среднем не более 7—9, и только в отдельных пробах поднимается выше 10—12. Эта метаморфизация ГПВ в общем пропорциональна глубине залегания и геологическому возрасту водоносных толщ — на глубинах 2—3 тыс. м. (рис. V.6).

Доломитизация кальцита интенсивнее развивается при повышенных концентрациях  $\text{CO}_2$ , увеличивающей подвижность карбонатов [Baron, 1960 \*\*].

В стадии позднего катагенеза и раннего метаморфизма при температурах более 150—200° С развивается процесс гидролиза карбонатов магния (в меньшей степени — кальция) и особенно железа (сидерита, анкерита), с развитием основных карбонатов, возможно, бруссита, гидрогётита и других минералов с выделением гидролизной

\* Стого говоря, не концентраций, а активностей  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$ .

\*\* Е. В. Погосов [1969], возражая против течения реакции доломитизации на современном геологическом этапе вообще по причине низкой концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере (по сравнению с палеозойской атмосферой), не учитывает, что в подземной «атмосфере» упругость  $\text{CO}_2$  в основном определяется генерацией его органическим веществом; она во много раз выше, чем в воздухе.

углекислоты в раствор [Киссин, Пахомов, 1969]. Геохимическая роль последней, как указывалось, зависит от минералогического состава водоносных пород. В статических условиях в чисто карбонатных и мергелисто-карбонатных породах сдвиг равновесия будет незначительным. При наличии в породе натрийсодержащих алюмосиликатов генерируемая в процессе гидролиза  $\text{CO}_2$  способна реагировать с ними с образованием гидрокарбоната натрия и повышением отношения  $\text{Na}/\text{Cl}$ .

На глубинах 2,5—3 км, а иногда и менее, в зависимости от температурного режима [Теодорович и др., 1970], в глинистых толщах развивается процесс перехода трехслойных глинистых минералов (монтмориллонита) в двух- и однослойные (гидрослюды). Этот процесс с гидрогоеологической точки зрения почти неизучен. Он должен сопровождаться отдачей в поровое пространство дополнительных порций пресной воды, снижением концентрации солей в ГПВ и в целом нарушением установленного ранее химического равновесия, что может привести к дополнительному растворению или осаждению ряда компонентов, изменению емкости обмена и состава поглощенных катионов и т. д. Процесс гидрослюдизации должен сопровождаться поглощением из растворов калия в кристаллическую решетку гидрослюд и переходом в раствор некоторого количества кальция и натрия.

В период позднего катагенеза на глубинах более 2,5—3 тыс. м заметно интенсифицируется процесс альбитизации плагиоклазов [Копелиович, 1965], приводящий к замене натрия раствора на кальций породы. В породах основного состава (базальтах, их туфах и др.) данный процесс с заметной скоростью идет и на сравнительно небольших глубинах (порфиритовая свита байоса Грузии и др.) [Капченко, 1966б, 1969]. Развивается вторичная цеолитизация пород, также идущая преимущественно с поглощением натрия из раствора и выделением кальция в раствор. Из аутигенных полевых шпатов и цеолитов в неметаморфизованных осадочных толщах распространены именно натриевые разности; чисто кальциевые почти не встречаются [Дегенс, 1967].

В галогенных толщах при повышении температуры до 40—50° С развиваются процессы ангидритизации гипса, сопровождающиеся выделением свободной воды. Насыщаясь вначале хлористым натрием и перемещаясь затем в калийно-магнезиальные соли, этот раствор может вызвать замещение сильвина и карналлита галитом, перекристаллизацию солей, что приведет в конечном итоге к переходу растворов из хлоридно-натриевых в хлоридно-калиево-магниевые, значительно обогащенные бромом за счет его перераспределения между твердой и жидкой фазами в соответствии с величиной коэффициентов распределения в различных солях. Характерно, что наиболее крепкие рассолы, заключенные собственно в галогенных формациях, являются преимущественно хлоридно-магниевыми или кальциево-калиево-магниевыми по составу (Ташла, Соль-Илецк, Челкар в Прикаспии и др.), в противоположность смежным карбонатным и терригенным отложениям, где развиты хлоридные натриевые-

кальциевые или магниево-кальциевые по составу рассолы (Ангаро-Ленский, Припятский, Бухаро-Хивинский и другие бассейны).

### § V.3. ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГПВ

Что же определяет направления преобразования седиментогенных растворов в осадочных толщах? Очевидно, соотношение масштабов накопления в диагенезе и катагенезе основных компонентов:  $\text{Ca}$  и  $\text{HCO}_3$  (в форме  $\text{NaHCO}_3$ ). В силу очень малой величины произведения растворимости  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  преобразование может пойти либо по хлоркальциевому, либо по гидрокарбонатно-натриевому пути в зависимости от соотношения количеств поступающих в раствор  $\text{Ca}$  (взамен  $\text{Mg}$ ) и  $\text{NaHCO}_3$  (рис. V.7).

Количество генерирующегося  $\text{NaHCO}_3$  пропорционально содержанию натрия и величине соотношения  $\text{Na}/\text{Ca}$  в составе твердой минеральной фазы, содержанию органического вещества в последней, исходному содержанию в органическом веществе кислорода (в гумусовом веществе содержание кислорода выше, чем в сапропелевом), степени постседиментационного преобразования и окисления органического вещества. Локальное значение имеет проникновение глубинной углекислоты. В стадии позднего катагенеза существенное значение приобретает гидролизная углекислота.

Предельная растворимость  $\text{NaHCO}_3 \sim 90 \text{ г/л}$ . В хлоридно-натриевых растворах растворимость гидрокарбоната натрия значительно снижается, и в рассолах (200–300 г/л) она, очевидно, вообще ничтожна. Минерализация ГПВ гидрокарбонатно-натриевого типа измеряется обычно первыми десятками граммов на литр, редко доходит до 50 г/л. Максимальная концентрация содовых ГПВ – 57 г/л – обнаружена на Северном Сахалине (Тунгор) и связана с влиянием глубинной углекислоты, при этом  $r\text{Na}/r\text{Cl} = 10$ . Низкие концентрации хлоридно-гидрокарбонатных вод по сравнению с хлоркальциевыми связаны, однако, не только, а иногда и не столько с низкой растворимостью  $\text{NaHCO}_3$  и  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , так как последние в твердой фазе коллекторов чрезвычайно редки, а с параллельной генерацией кальция из состава силикатов, осаждающего гидрокарбонатный ион, что ведет к снижению  $r\text{Na}/r\text{Cl}$ .

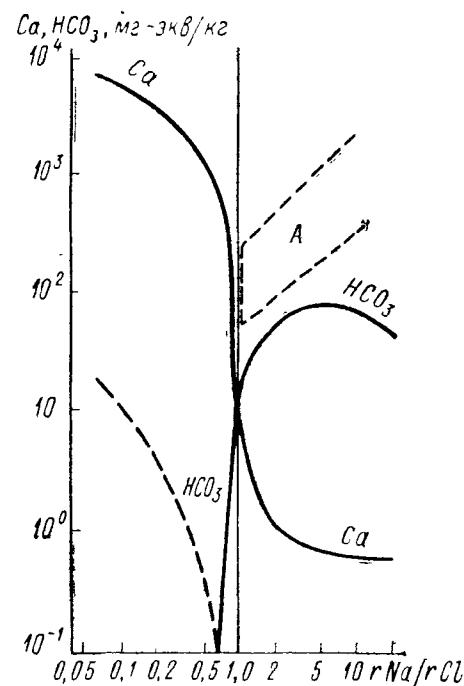


Рис. V.7. Взаимная зависимость накопления  $\text{Ca}$  и  $\text{HCO}_3$  в глубокозалегающих подземных водах.

Количество поступающего в раствор кальция пропорционально содержанию в породе кальцита и кальцийсодержащих силикатов (при низких их концентрациях), содержанию магния в растворе, а следовательно, исходной концентрации седиментогенных вод (так как кальций накапливается в рассолах, главным образом замещая магний), концентрации  $\text{CO}_2$  (органического вещества в породах), температуре, глубине залегания пород.

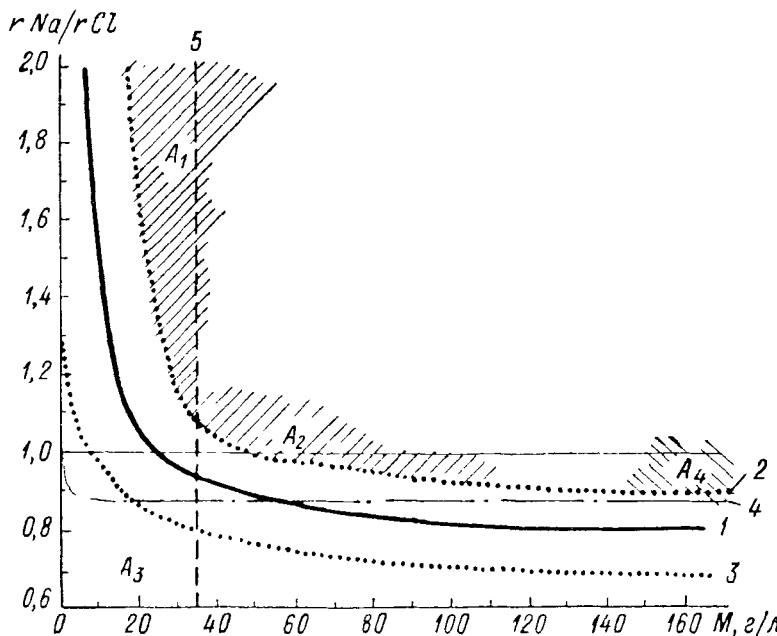


Рис. V.8. Зависимость коэффициента  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  от минерализации глубокозалегающих подземных вод.

1 — линия регрессии точек (по 16 нефтегазоносным бассейнам); 2 — линия среднемаксимальных значений; 3 — то же, среднеминимальных значений (исключая единичные отклонения); 4 — линия метаморфизации морской воды при ее разбавлении пресной водой материкового стока; 5 — средняя концентрация океана;  $A_1$  — «аномальные» воды, формирующиеся под воздействием глубинной  $\text{CO}_2$ ;  $A_2$  — то же, предположительно (Предкавказье, Апперон);  $A_3$  — «аномальные» воды (отдельные точки), образующиеся при разгрузке метаморфизованных  $\text{Cl}-\text{Na}-\text{Ca}$  рассолов в среду соленых вод (Западная Сибирь, центр. часть), а также при взаимодействии с вулканогенным материалом основного состава (Грузия, Крым);  $A_4$  — воды, формирующиеся под влиянием растворения соли (солянокупольные области).

Решающее влияние на направленность преобразования растворов по названным двум путям, бесспорно, оказывает соотношение содержания натрия и кальция в водовмещающих породах, а также минерализация и состав первичных седиментогенных вод.

По гидрокарбонатно-натриевому пути (точнее, с генерацией  $\text{NaHCO}_3$  и повышением  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  до  $>0,86$  в морских отложениях) преобразуются ГПВ преимущественно гумидных фаций, особенно угленосных с аркозовым типом отложений (Западная Сибирь, Сахалин, бассейны Скалистых гор, многие угленосные бассейны и т. д.).

По хлоркальциевому пути преобразуются соленые и преимущественно рассольные воды в разрезах с чередованием фаций нормально морской и высокой солености, иногда с горизонтами пресноводных

отложений, а также в вулканогенно-осадочных толщах. В стадии позднего катагенеза и раннего метаморфизма, вероятно, в связи с развитием альбитизации и других процессов масштабы преобразования растворов по хлоркальциевому пути возрастают, однако повышенный режим метаморфогенной углекислоты может существенно тормозить данный сдвиг за счет развития реакции серицитизации, карбонатизации, эпидотизации, пелитизации плагиоклазов (в том числе и альбита), идущих с выделением в раствор натрия.

Указанные две основные линии преобразования седиментогенных вод в осадочных толщах закладываются уже в стадии диагенеза, в сторону повышения  $Na/Cl$  в морской среде, сравнительно обогащенной органическим веществом, и в сторону снижения  $Na/Cl$  в условиях чередования суши и моря (ионный обмен). Неуклонное удаление из растворов в течение диагенеза и катагенеза сульфатов и магния приводит к чрезвычайно слабому развитию в недрах ГПВ хлормагниевого и сульфатно-натриевого типа.

Обобщение огромного фактического материала по многим регионам (рис. V.8) показывает, что средним рубежом, разделяющим гидрокарбонатно-натриевый и хлоркальциевый типы вод, является минерализация около 23 г/л, однако отклонения от этого рубежа не велики и меняются в пределах от 5—10 до 40—50 г/л, отражая все многообразие и сложность преобразования состава седиментогенных вод в процессе литогенеза. Линию же  $rNa/rCl = 0,85$  (океан) осредненная кривая пересекает в области концентраций 70—80 г/л. При дальнейшем увеличении концентрации ГПВ до 270—300 г/л  $rNa/rCl$  снижается до 0,7—0,4, хотя в океанической воде при испарении вплоть до концентрации 320 г/л (начало садки галита)  $rNa/rCl$  существенно не меняется (§ IV.3, п. 3). В большинстве случаев рассолы, имеющие низкие отношения  $rNa/rCl$ , формируются за счет некоторого разбавления рапы стадии осаждения галита ( $rNa/rCl$  до 0,4;  $Cl/Br$  до 70) первично седиментогенными менее минерализованными водами, в зону первичного распространения которых внедряются крепкие рассолы. В солянокупольных районах  $rNa/rCl$  и  $Cl/Br$  увеличиваются (соответственно до 1 и 500—800) за счет растворения седиментогенными водами соляных куполов (Днепровско-Донецкий, Прикаспийский бассейн и др.).

Характер преобразования основного солевого состава ГПВ во многом определяет и накопление микроэлементов: бор, фтор, нафтеновые кислоты накапливаются главным образом в водах гидрокарбонатно-натриевого типа, а стронций, барий, многие тяжелые металлы, наоборот, в водах хлоркальциевого типа.

Большинство вопросов взаимного преобразования растворов и пород в процессе литогенеза только еще поставлено на обсуждение. Для их решения нужны комплексные литолого-геохимические, минералогические и гидрогеологические исследования на детальной палеогидрогеологической основе.

# Раздел III. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА, ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ИХ ЗАЛЕЖЕЙ

## Глава VI. ВЛИЯНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА МИГРАЦИЮ НЕФТИ И ГАЗА И ФОРМИРОВАНИЕ ИХ ЗАЛЕЖЕЙ

### § VI. 1. РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В МИГРАЦИИ ГАЗА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Несмотря на то, что активная роль подземных вод в образовании, сохранении и разрушении залежей признается большинством гидро-геологов и геологов-нефтяников, четкие критерии, на основе которых можно было бы изучать и определять действительную роль вод в этом процессе, до сих пор отсутствуют. Разработанные критерии оценки перспектив нефтегазоносности крупных территорий и локальных структур (Н. К. Игнатович, М. А. Гатальский, В. А. Кротова, А. А. Карцев и др.) не дают, к сожалению, ответа на этот вопрос, хотя они и выработаны на основе определенных представлений об условиях существования залежей, начиная от их зарождения и до разрушения.

Рассматриваемый вопрос сложен в такой же мере, как проблема происхождения нефти и газа и формирования их залежей. Поэтому прежде всего следует выработать целый комплекс критериев, взаимоувязанных и дополняющих друг друга. Однако эти критерии должны быть по возможности независимыми и непосредственными, что существенно повысит из значение, ценность и степень доказательности. С другой стороны, их следует тесно увязать с критериями геологическими и геохимическими, но не сводить к последним.

Наконец, оценка действительной роли подземных вод должна базироваться по возможности на точных количественных характеристиках всех процессов, имеющих то или иное отношение к формированию залежей углеводородов. Только в этом случае такая оценка может быть истинно научной.

При анализе рассматриваемого вопроса мы исходили из схемы формирования залежей, принятой нами на данном этапе исследований в качестве рабочей гипотезы. В этой схеме основное внимание уделено газообразным углеводородам метанового ряда, в процессе миграции и аккумуляции которых роль подземных вод наиболее очевидна. Формы миграции жидких углеводородов еще недостаточно ясны. Не ясна и роль воды в этом процессе.

Основным источником углеводородных газов, обеспечивающим их поступление в подземные воды, является, по-видимому, органическое вещество различного генезиса, повсеместно рассеянное в осадочных породах. Образование из него газов происходит под действием

различных факторов и с различной интенсивностью. Последняя в значительной степени определяется общим содержанием органического вещества в породе. Чем больше органического вещества, тем больше образуется газов. Чтобы конкретизировать степень участия воды в миграции этого газа, важно знать его фазовое состояние в пластовых условиях. По-видимому, возможны такие ситуации, когда газа образуется так много, что он, насытив сорбционную емкость пород и воды, начинает выделяться в свободную фазу. Если свободного газа много, так что обеспечивается критическая газонасыщенность пород (около 10%)\* и возникновение фазовой (по газу) проницаемости, миграция газа будет осуществляться путем всплыния, и транспортирующая роль воды может оказаться относительно несущественной. Таким образом, требуется количественная оценка интенсивности образования газа в зависимости от содержания органического вещества и других факторов.

Попытка такой оценки предпринята А. Э. Конторовичем [1968]. Им рассчитано соотношение между объемом углеводородных газов, образующихся на различных стадиях метаморфизма органического вещества класса гумолитов и сапропелитов, и объемом вод, отжимаемых из глин, содержащих органическое вещество, в условиях их естественного уплотнения (рис. VI.1). Расчеты проведены без учета диффузионных потерь газа. Из рис. VI.1 видно, что уже при содержании органического вещества всего 1% в породе должна образоваться свободная газовая фаза, а при содержании органического вещества 5% объем газа, выносимого отжимаемой водой, составляет менее десятой части общего количества образовавшегося газа. Это соотношение существенно снижается лишь на газовой стадии метаморфизма, когда весь газ выносится водами.

Таким образом, роль воды в миграции газа относительно высока лишь при содержании органического вещества не более 1—2%. Однако было бы преждевременным заключать, как это делает А. Э. Конторович [1968], что при большем содержании органического вещества «преобладающей формой эмиграции углеводородных газов из материнских пород является свободное состояние». Дело в том, что во всех подобных расчетах не учитывается как диффузионное перераспределение газа между породами с различным содержанием органического вещества, так и физическая сторона процесса миграции газа в свободной фазе. Между тем диффузионные потери могут быть весьма существенными и, как показывают ориентировочные балансовые расчеты [Условия формирования..., 1967], могут составлять 50% и более от общего объема образующихся углеводородных газов. Потери газа отдельными пластами за счет его перераспределения могут быть еще большими.

\* Различные исследователи оценивают эту величину в пределах 3—10%. Приводимая ниже оценка влияния этой величины на формы миграции газа исходит из ее максимального значения и в некоторых случаях в отложениях с высокой проницаемостью может несколько занижать роль миграции газа в свободной фазе.

Значительные ограничения на возможность миграции газа в свободной фазе по пористой среде накладывает и величина относительной фазовой проницаемости газа в водонасыщенной породе. Как уже отмечалось выше, для возникновения минимальной фазовой проницаемости порода должна обладать критической («мертвой») величиной газонасыщенности порового пространства (около 10%). Подсчитаем, в каких условиях эта величина достигается. В табл. VI.1

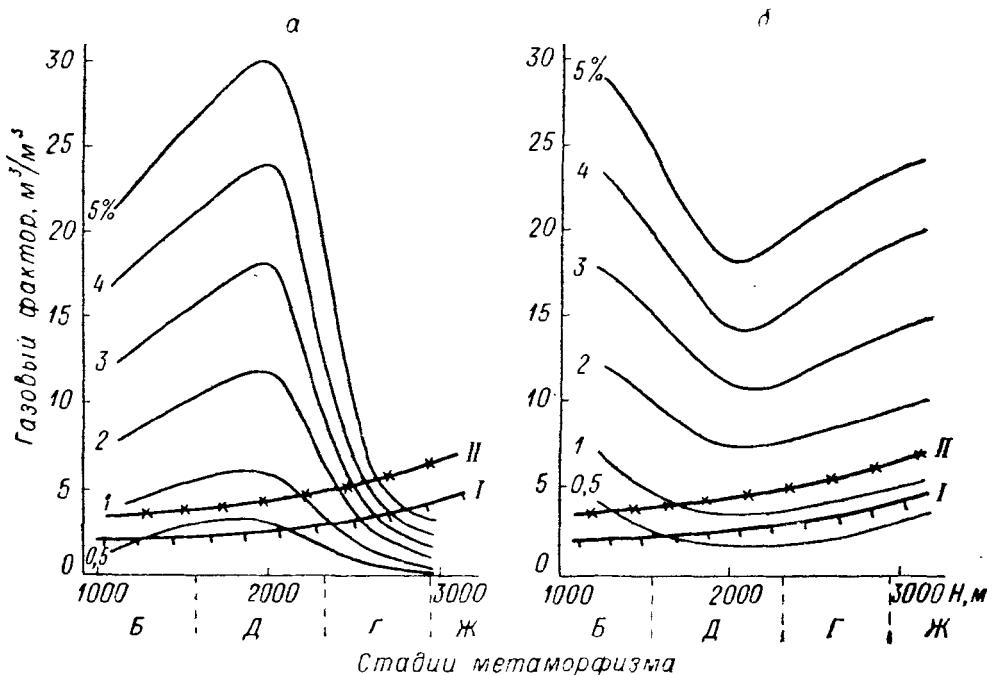


Рис. VI.1. Соотношение между количеством генерированных органическим веществом (OB) углеводородных газов и отжимаемых из аргиллитов вод ( $m^3/m^3$ ) в зоне катагенеза для пород с различным содержанием OB (по А. Э. Конторовичу, 1968).

а — для OB класса гумолитов; б — для OB класса сапропелитов;

I — кривая предельной растворимости  $CH_4$  в воде на различных стадиях катагенеза в условиях гидростатического давления; II — то же, в условиях геостатического давления (вода пресная, условный геотермический градиент —  $4^\circ C/100 m$ ).

приведены необходимые данные и произведены элементарные расчеты для органического вещества класса гумолитов. В основу таблицы положены данные Е. А. Рогозиной, А. Э. Конторовича [1967] и К. А. Черникова по определению газопродуцирующей способности органического вещества гумусового и сапропелевого состава на различных стадиях его метаморфизма. В расчете не учтен газ предыдущих стадий метаморфизма (Т и ТБ), идущий видимо, в основном на насыщение сорбционной емкости породы и содержащейся в ней воды.

При подсчете объема газа в пластовых условиях не учтен также коэффициент сжимаемости газа, влияние которого на объем газа при рассмотренных давлениях не превышает 20%, т. е. является

ТАБЛИЦА VI.1

## Газонасыщенность породы в зависимости от степени метаморфизма органического вещества гумусового состава и его содержания

Стадии метаморфизма	Содержание ОВ на средней буруогольной стадии	Количество образовавшегося $\text{CH}_4$ к соотв. стадии метаморфизма ОВ, $\text{л}/\text{dm}^3$	Пористость газопроницавших отложений (по Н. Б. Васильевичу)	Среднее давление в порах газопроницавших отложений (гидростатическое)	Коэффициент газонасыщения, %		Примечание **
					без учета газа предыд. стадии	с учетом газа предыд. стадии	
БД	1	0,3	21 (17) *	150	0,002	1 (1,2)	1 (1,2)
	5	1,5			0,010	5 (6,2)	5 (6,2)
	10	3,0			0,020	10 (12,3)	10 (12,3)
	15	4,5			0,030	15 (18,5)	15 (18,5)
	20	6,0			0,040	20 (24,7)	20 (24,7)
ДГ	1	0,2	16 (10)	250	0,0008	0,5 (0,8)	1,5 (2,0)
	5	1,0			0,0040	2,5 (4,0)	7,5 (10,2)
	10	2,0			0,0080	5,0 (8,0)	15,0 (20,3)
	15	3,0			0,0120	7,5 (12,0)	22,5 (30,5)
	20	4,0			0,0160	10,0 (16,0)	30,0 (40,7)
ГЖ	1	0,03	14 (4)	350	0,00008	0,06 (0,21)	1,56 (2,21)
	5	0,15			0,00040	0,30 (1,05)	7,80 (11,7)
	10	0,30			0,00080	0,60 (2,10)	15,60 (22,1)
	15	0,45			0,00120	0,90 (3,15)	23,40 (33,65)
	20	0,60			0,00160	1,20 (4,1)	31,20 (44,8)
ЖК	1	0,09	11 (3)	450	0,0002	0,2 (0,7)	1,76 (2,91)
	5	0,45			0,0010	1,0 (3,7)	8,80 (15,4)
	10	0,90			0,0020	2,0 (7,4)	17,60 (29,8)
	15	1,35			0,0030	3,0 (11,0)	26,40 (44,6)
	20	1,80			0,0040	4,0 (14,7)	35,20 (59,5)

\* В скобках — данные, относящиеся к Западно-Сибирской плите (пористость по И. И. Несторову, 1967 г.).

\*\* В графе «Примечание» знак «плюс» означает, что миграция газа в свободной фазе возможна, знак «минус» — невозможна.

несущественным. Давление в порах породы принято равным гидростатическому, а не геостатическому, что, очевидно, обеспечивает максимум степени газонасыщения при данном весовом количестве газа. Таким образом, расчеты произведены с определенным запасом в сторону завышения фактической газонасыщенности.

Как видно из табл. VI.1, условия для эмиграции газа в свободном состоянии создаются лишь при содержании органического вещества 5—10% и более, что в природных условиях встречается не так уже и часто. Характерно, что наибольшее газонасыщение создается на стадии буруогольно-длиннопламенной и при наличии диффузионных потерь, по-видимому, уже не повторяется на последующих стадиях метаморфизма.

На степень насыщенности пород газом некоторое влияние может оказать повышенная температура. При повышенном геотермическом градиенте зоны метаморфизма ОВ сдвигаются в область пониженных давлений, что, в свою очередь, должно привести к увеличению объема газа в порах. Однако это увеличение незначительно и вряд ли превышает 30% от значений, приведенных в табл. VI.1.

Таким образом, в породах с содержанием органического вещества класса гумолитов менее 5–10% перенос газа должен осуществляться путем диффузии и в растворенном состоянии при фильтрации вместе с подземными водами. Поскольку диффузия сама по себе не является процессом, способным обеспечить образование газовых залежей [Соколов, 1956], то главенствующая роль в этом процессе остается за подземными водами. Только их перемещение в зоны с меньшими пластовыми давлениями может обусловить выделение новых порций газа в свободную фазу, создание критической газонасыщенности порового пространства пород и дальнейшую миграцию газа путем фильтрации. Именно фильтрация является крайним звеном в цепи процессов, непосредственно связанным с формированием залежей.

Метаморфизм органического вещества класса сапропелитов сопровождается образованием большего количества углеводородных газов, и условия для их миграции в свободной фазе, без участия вод, возникают при несколько меньшем содержании органического вещества.

Несмотря на повышенное весовое количество образующегося газа объем его из-за большего среднего молекулярного веса (44), соответствующего пропану, оказывается лишь незначительно большим. В результате и в этом случае критическое газонасыщение породы создается лишь при содержании органического вещества более 5–10%, и возникает оно лишь на низких стадиях метаморфизма (БД). На более высоких стадиях оно оказывается возможным лишь при отсутствии диффузионных потерь, т. е. при сохранении в породе газа предыдущих стадий метаморфизма органического вещества.

Таким образом, и при сапропелитовом составе органического вещества первичная миграция газа из газопродуцирующих пород должна осуществляться в основном путем диффузии и вместе с водой (в водорастворенном состоянии). Фильтрация свободного газа возможна лишь при содержании органического вещества более 5–10%.

Механизм эмиграции газа из газопродуцирующих глинистых пород может быть сложнее рассмотренного выше, если в породе имеется много замкнутых пор. Объем последних в значительной степени зависит, как это показали Е. А. Рогозина и А. Э. Конторович [1967] на материале по Западной Сибири, от содержания органического вещества, и при его большом количестве (более 5%) может достигать 50% и более от общей пористости.

В замкнутых порах условия для накопления газа более благоприятны. В них, по-видимому, давление превышает гидростатическое и создается обстановка, благоприятная для проявления гидро-газоразрыва стенок замкнутых пор. В результате его проявления часть газа, соответствующая избыточному над гидростатическим давлению, прорывается в открытые поры и тем самым несколько

повышает степень их газонасыщения. Однако легко показать, что даже при 50% закрытой пористости этот процесс может повысить газонасыщенность открытых пор не более чем на 50%. Действительно, если давление в замкнутых порах превышает гидростатическое даже в 2 раза, т. е. приближается к геостатическому, то прорваться из них сможет не более половины находящегося там газа. Поскольку по условию объем открытых пор равен объему закрытых, то и массы образовавшегося газа в них должны распределяться примерно поровну. Следовательно, объем газа в открытых порах может увеличиться не более чем на 50%. Очевидно, при малом содержании органического вещества в породе и этого дополнительного объема газа будет недостаточно для создания критического газонасыщения во всем объеме пор. Последнее, видимо, может быть достигнуто лишь при значительном преобладании замкнутых пор (80—90%).

Условия, обеспечивающие критическое газонасыщение проницаемых толщ, представленных обычно песчаниками и алевролитами, отличаются некоторой специфичностью. Во-первых, проницаемые толщи, как правило, содержат меньше органического вещества, чем глины. Поэтому зарождение в них свободной газовой фазы без участия движения вод маловероятно. Во-вторых, эти условия существенно различаются на элизионных и инфильтрационных этапах развития водонапорных систем. В соответствии с этим они будут рассмотрены ниже поэтапно, сначала для элизионных этапов, затем — для инфильтрационных.

## § VI.2. УСЛОВИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ГАЗА ИЗ ВОДЫ ПРИ ЭЛИЗИОННОМ РЕЖИМЕ ФИЛЬТРАЦИИ

Как было показано в предыдущем параграфе, миграция газа в свободном состоянии маловероятна без участия подземных вод. Рассмотрим условия, в которых возможно создание критического газонасыщения за счет газа, выделяющегося из вод при превышении давления насыщения этим газом над пластовым давлением. Последнее будем считать равным нормальному гидростатическому. Причины, вызывающие выделение газа из насыщенных вод, разнообразны. Основными из них являются:

- 1) восходящее движение подземных вод;
- 2) подъем водоносных толщ, содержащих газонасыщенные воды, обусловленный тектоническими факторами;
- 3) снижение регионального базиса разгрузки подземных вод;
- 4) движение потока газонасыщенных вод через температурную зону, при температуре которой растворимость углеводородных газов минимальна (для метана — 70—90° С);
- 5) смешение газонасыщенных вод различной минерализации, т. е. процесс «высаливания».

Проанализируем эти причины.

1. *При восходящем движении вод* на каждые 10 м подъема по вертикали давление снижается примерно (если пренебречь потерей напора на фильтрацию) от 1 ат в пресных водах до 1,2 ат в наиболее

крепких рассолах. Примем для упрощения расчетов первую цифру. Объем газа в пластовых условиях, выделяющегося из воды за счет снижения давления при однократной смене ее объема в единице объема ( $m^3$ ) водоносной породы, может быть определен по формуле

$$V = \frac{\beta m \sin \alpha}{10P}, \quad (VI.1)$$

где  $\beta$  — количество газа (метана), выделяющегося из единицы объема воды при снижении давления на 1  $at$ ,  $m^3/m^3 \cdot at$  \*;  $m$  — эффективная пористость;  $\alpha$  — угол между горизонтальной плоскостью и направлением, по которому движется вода;  $P$  — пластовое давление,  $at$ .

Формула (VI.1) позволяет получить приблизительную оценку, поскольку не учитывает влияния на объем газа температуры и отклонения поведения реальных газов от идеальных (коэффициент  $z$ ). Однако допускаемая при этом ошибка невелика и при температуре до  $80^\circ C$  не превышает 30%.

Для достижения критического газонасыщения (10%) в единице объема породы необходима смена  $N$  объемов воды.

$$N = \frac{0,1m}{V} = \frac{0,1m}{\frac{\beta m \sin \alpha}{10P}} = \frac{P}{\beta \sin \alpha}. \quad (VI.2)$$

Оценим величину  $N$ . Пусть  $m = 0,2$ ,  $P = 100 at$ ,  $\beta = 0,01 m^3/m^3 \cdot at$ ,  $\alpha = 1^\circ$ . Величина  $\beta$  примерно соответствует условиям выделения метана из воды с минерализацией до 50  $g/l$  при температуре около  $50^\circ C$ . В рассолах с минерализацией около 300  $g/l$   $\beta$  примерно в 5 раз меньше, т. е.  $\beta = 0,002 m^3/m^3 \cdot at$ . С учетом принятых выше значений  $P$ ,  $\beta$  и  $\alpha$  получаем

$$N = \frac{100}{0,01 \cdot 0,017} = 588\,235 \approx 6 \cdot 10^5.$$

Как видим, в единице объема породы должно смениться количество воды, равное около 600 000 объемам порового пространства, а это означает, что для критического газонасыщения одного метра фронт потока вод должен переместиться по пласту на 600  $km$ , т. е. по вертикали на  $600 \sin 1^\circ = 10,2 km$ . Эта величина существенна и, по-видимому, она может быть достигнута лишь при неоднократной смене объема воды во всей системе. Для рассолов она возрастает пропорционально уменьшению коэффициента  $\beta$ . Попытаемся оценить ее более дифференцированно. С этой целью составим табл. VI.2 и VI.3.

При составлении табл. VI.3 принято, что мощность пласта постоянна и отток-приток воды в него отсутствует. Поэтому  $N$ -кратная смена объема воды в единице объема пласта вызывает перемещение

\* Здесь и далее объем газа при давлении 760  $mm\,pt.\,st.$  и температуре  $0^\circ C$ .

воды по нему на  $N$  метров. Соответствующий этому перемещению подъем по вертикали равен  $N \sin \alpha$ .

ТАБЛИЦА VI.2  
Число объемов воды ( $N \cdot 10^{-5}$ ), необходимое для создания критического газонасыщения (10%)

$\alpha$	$P = 100 \text{ atm}$			$P = 200 \text{ atm}$			$P = 300 \text{ atm}$		
	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	
1°	3	6	30	12	60	9	18	90	
5	0,6	1,2	6	2,4	12	1,2	3,6	18	
10	0,3	0,6	3	1,2	6,0	0,9	1,8	9,0	
20	0,15	0,3	1,5	0,60	3,0	0,45	0,90	4,50	
45	0,07	0,15	0,74	0,30	1,50	0,21	0,42	2,10	
90	0,05	0,10	0,5	0,20	1,0	0,15	0,30	1,5	

Табл. VI.3, в которой наименее вероятные значения отмечены звездочкой, показывает, что критическое газонасыщение может возникнуть при угле наклона водопроводящих горизонтов более 1°, особенно при 5° и более, что, вообще говоря, не характерно для латерального движения вод в платформенных условиях.

ТАБЛИЦА VI.3  
Необходимое перемещение фронта потока вод при латеральной миграции, км (в числителе — по пласту, в знаменателе — вертикальная составляющая)

$\alpha$	$P = 100 \text{ atm}$			$P = 200 \text{ atm}$			$P = 300 \text{ atm}$		
	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	
1°	$\frac{300}{5}$	$\frac{600^*}{10}$	$\frac{3000^*}{50}$	$\frac{1200^*}{20}$	$\frac{6000^*}{100}$	$\frac{900^*}{15}$	$\frac{1800^*}{30}$	$\frac{9000^*}{150}$	
5	$\frac{600}{1}$	$\frac{120}{2}$	$\frac{600^*}{10}$	$\frac{240}{4}$	$\frac{1200^*}{20}$	$\frac{180}{3}$	$\frac{350}{6}$	$\frac{1800^*}{30}$	
10	$\frac{30}{0,5}$	$\frac{60}{1,0}$	$\frac{300}{5}$	$\frac{120}{2}$	$\frac{600^*}{10}$	$\frac{90}{1,5}$	$\frac{180}{3,0}$	$\frac{900^*}{15}$	
20	$\frac{15}{0,25}$	$\frac{30}{0,5}$	$\frac{150}{2,5}$	$\frac{60}{1}$	$\frac{300}{5}$	$\frac{45}{0,75}$	$\frac{90}{1,5}$	$\frac{450}{7,5}$	

Полученные в табл. VI.3 величины существенно сокращаются, если учесть свободный газ, образовавшийся при метаморфизме органического вещества и находящийся в порах породы в неподвижном состоянии. Например, при 5-процентном содержании гумусового органического вещества на буроугольно-длиннопламенной стадии этим газом может быть занято около половины критического объема

пор. Благодаря этому также примерно на половину сокращаются масштабы необходимого водообмена. Наибольшее же влияние, как это видно из таблиц, оказывает наклон горизонта, точнее, направление движения вод. При восходящем вертикальном движении ( $\alpha = 90^\circ$ ) необходимое число объемов воды резко (почти в 60 раз) сокращается и составляет всего 5300 по сравнению с 300 000 при угле наклона  $1^\circ$ .

Проведенные расчеты позволяют с количественной стороны подойти к оценке размеров водонапорных систем (протяженности и амплитуды подъема) и масштабов водообмена в них, необходимых для создания критического газонасыщения и в конечном счете для формирования залежей. Подобная оценка сделана в следующем параграфе.

При анализе общей схемы формирования газовых залежей с активным участием вод необходимо иметь в виду, что после достижения «мертвой» газонасыщенности породы темп миграции и аккумуляции газа резко возрастает. Действительно, если в рассмотренном выше примере (с. 194) для создания «мертвой» насыщенности в пределах одного метра коллектора требуется смена  $6 \cdot 10^5$  объемов воды, т. е. продвижение фронта на 600 км, то для необходимого насыщения в пределах одного километра того же пласта потребуется дополнительное продвижение воды всего на 1 км, в пределах 2 км — на 2 км и т. д. Ширина зоны, внутри которой начнется самостоятельная, активная миграция газа в свободной фазе, будет по мере дальнейшего продвижения вод резко возрастать, обеспечивая возможность аккумуляции газа с большой площади.

Миграция свободного газа, выделившегося сверх критического газонасыщения, осуществляется автономно от движения пластовых вод и протекает по законам струйной миграции. Направление ее должно определяться структурным и литологическим факторами и лишь в весьма незначительной степени зависеть от направления движения вод, их скорости и градиентов напора. Начинается она в первую очередь на участках наиболее интенсивного выделения газа. Такие участки в зоне критического газонасыщения должны располагаться в местах наиболее резкого подъема потока вод и пережима фильтрующего сечения вмещающих пород, т. е. там, где максимальная интенсивность водообмена в поровом пространстве пород сочетается с участками наиболее резкого восходящего движения вод.

Объем залежей, образующихся по рассмотренной схеме, зависит, очевидно, от величины сверхкритического газонасыщения, которая, в свою очередь, зависит от содержания органического вещества в породах, интенсивности и характера водообмена. При этом для формирования залежей нет необходимости, чтобы газонасыщение повсеместно достигало промышленных значений (0,6—0,7 и более), поскольку последующее перераспределение газа и его аккумуляция происходят путем всплыния и струйной миграции. Вероятнее всего, величина фактического газонасыщения породы никогда существенно не превышает его критическую величину, так как скорость

всплыvания и струйной миграции (фильтрации) свободного газа значительно больше скорости фильтрации пластовых вод, что было показано В. П. Савченко [1958]. Так что следует допускать, что часть газа при миграции обгоняет те массы воды, из которых он выделился в свободную фазу на предыдущих отрезках пути их миграции.

В свете всего вышесказанного полученные Руфом и Рэзерфордом [Roof, Rutherford, 1958] данные о величинах вертикальной составляющей скорости движения подземных вод, необходимых для 70%-ного насыщения пор природным газом и бутаном за 1 млн. лет [Карцев, 1963; Линецкий, 1965], не могут быть непосредственно использованы при анализе условий формирования залежей. Их необходимо уменьшить примерно в 7 раз. По расчетам Руфа и Рэзерфорда, при давлениях от 100 до 300 *atm* и температуре от 40 до 130° С для создания 70%-ной насыщенности вертикальная составляющая скорости движения воды должна составлять примерно 0,05—0,5 *м/год*. Для достижения же 10%-ной газонасыщенности потребуется лишь 0,007—0,07 *м/год*. Если же допустить меньшую скорость формирования залежей (более 1 млн. лет), то скорость воды соответственно потребуется еще меньшая. Используя величину этих скоростей и данные табл. VI.2, нетрудно подсчитать, что для создания 10%-ной газонасыщенности требуется всего от 2,5 тыс. лет при угле наклона горизонта 20° и до 500 тыс. лет при угле 1°. Цифры, как видим, в геологическом масштабе времени вполне приемлемы. Правда, для этого требуется горизонтальная скорость перемещения воды, равная 0,2 *м/год* в первом случае и 4 *м/год* — во втором.

Оценим расстояния, на которые необходимо дополнительно переместиться водному потоку для образования залежей после достижения фазовой проницаемости по газу, и возможную величину образующихся при этом газовых скоплений. Выше было показано, что объем газа, выделяющийся в единице объема коллектора (*м*<sup>3</sup>), может быть определен по формуле (VI.1). Пусть фазовая проницаемость достигнута на протяжении *L* по пласту с постоянной мощностью *h* (*м*). Под *L* будем понимать условный радиус газосборной площади ловушки. Движение воды направлено вверх по восстанию пласта, угол наклона которого *α*.

Если в верхней части отрезка пласта длиной *L* (*м*) достигнута фазовая проницаемость в соответствии с формулой (VI.1), то в нижней его части в единице объема коллектора сверх критического газонасыщения выделится объем газа (*м*<sup>3</sup>)

$$V_L = \frac{\beta m \sin \alpha}{10} L. \quad (\text{VI.3})$$

В средней части отрезка пласта этот объем составит

$$V_{cp} = \frac{\beta m \sin \alpha}{10} \cdot \frac{L}{2}, \quad (\text{VI.4})$$

а общий объем «сверхкритического» газа в полосе пласта шириной 1 м выразится формулой

$$V_{cb} = \frac{\beta m h \sin \alpha}{10} \sum_{n=0}^{n=L} (L-n) = \frac{\beta m h \sin \alpha}{10} \cdot \frac{L}{2} (L+1). \quad (VI.5)$$

Допустим, что  $\beta = 0,01 \text{ м}^3/\text{м}^3 \cdot \text{ам}$ ,  $m = 0,2$ ,  $h = 10 \text{ м}$ ,  $\alpha = 1^\circ$  ( $\sin \alpha = 0,017$ ),  $L = 10 \text{ км} = 10^4 \text{ м}$ . Тогда

$$V_{cb} = \frac{0,01 \cdot 0,2 \cdot 10 \cdot 0,017}{10} \cdot \frac{10^4 (10^4 + 1)}{2} = 1700 \text{ м}^3.$$

В полосе пласта шириной не 1 м, а  $b$  (м) общий объем газа  $V_b = V_{cb} b$ . При  $b = 10^4 \text{ м}$   $V_b = 1,7 \cdot 10^7 \text{ м}^3$ , т. е. 17 млн.  $\text{м}^3$ . Таким образом, объем «сверхкритического» газа на первой стадии выделения оказывается незначительным. Проследим, как он будет изменяться при дальнейшем движении воды, т. е. в условиях, когда критическая насыщенность достигнута на протяжении отрезка  $L$ . Очевидно, суммарный объем выделяющегося газа в этих условиях может быть подсчитан по формуле

$$V_S = \frac{\beta m h b \sin \alpha}{10} S, \quad (VI.6)$$

где  $S$  — перемещение потока после достижения критической насыщенности на отрезке  $L$ , м;  $b$  — ширина потока в пределах газосборной площади ловушки, м.

Общий объем газа, выделившийся после достижения фазовой проницаемости, составит:

$$V_{ob} = V_{cb} + V_S = \frac{\beta m h b \sin \alpha}{10} \cdot \frac{L (L+1)}{2} + \frac{\beta m h b \sin \alpha}{10} S = \\ = \frac{\beta m h b \sin \alpha}{10} \cdot L \left( \frac{L+1}{2} + S \right). \quad (VI.7)$$

Пусть  $S = 100 \text{ км} = 10^5 \text{ м}$ . Остальные обозначения прежние. Тогда

$$V_{ob} = \frac{0,01 \cdot 0,2 \cdot 10 \cdot 10^4 \cdot 0,017}{10} \cdot 10^4 \cdot 1,05 \cdot 10^5 = 3,4 \cdot 10^8 \text{ м}^3.$$

Как видим, объем газа относительно невелик. Если даже весь этот газ аккумулируется в одной ловушке, что маловероятно, то и тогда образуется лишь небольшая залежь полупромышленного значения. Очевидно, более крупные залежки газа при подобном механизме выделения газа смогут формироваться лишь при большей интенсивности водообмена, значительном угле наклона горизонтов, их большой мощности и обширной газосборной площади. Так, для района развития уникальных по размерам газовых залежей севера Западной Сибири (Уренгойское, Медвежье, Заполярное и др.) можно принять  $h = 1000 \text{ м}$ ,  $L = 20 \text{ км}$ ,  $m = 0,2$ ,  $\alpha = 3^\circ$ ,  $\beta = 0,02 \text{ м}^3/\text{м}^3 \cdot \text{ам}$ ,

ширину потока  $b = 50 \text{ км}$ . Тогда при латеральном перемещении потока газонасыщенных вод на  $100 \text{ км}$ \*

$$V_{100} = \frac{0,02 \cdot 0,2 \cdot 1000 \cdot 5 \cdot 10^4 \cdot 0,051}{10} \cdot 2 \cdot 10^4 \left( \frac{2 \cdot 10^4 + 1}{2} + 10^5 \right) = 2,2 \cdot 10^{12} \text{ м}^3.$$

Эта величина примерно соответствует объему выявленных запасов газа, приходящихся в среднем на одну структуру данного района. Следует, однако, отметить, что для создания предварительного насыщения порового пространства пород газом, необходимого для возникновения фазовой проницаемости ( $0,1 \text{ м}$ ), в рассматриваемых условиях требовалось его выделение в свободную фазу в объеме

$$V_\Phi = 0,1 m b LP = 0,1 \cdot 0,2 \cdot 10^3 \cdot 5 \cdot 10^4 \cdot 2 \cdot 10^4 \cdot 150 = 3 \cdot 10^{12} \text{ м}^3.$$

Здесь  $P = 150 \text{ atm}$  — среднее пластовое давление, при котором происходило выделение газа в свободную фазу. Для выделения такого объема газа требуется, с учетом вышеприведенных расчетов, латеральное перемещение потока воды уже не на  $100 \text{ км}$ , а на расстояние, в 1,5 раза большее  $\left( \frac{V_\Phi}{V_{100}} = \frac{3 \cdot 10^{12}}{2 \cdot 10^{12}} = 1,5 \right)$ , т. е. на  $150 \text{ км}$ . Возможность такого перемещения при элизионном режиме фильтрации в настоящее время не очевидна, поскольку разрез нижележащих отложений, из которых отжимались воды, практически не изучен. Перемещение на  $150 \text{ км}$  потока мощностью  $1000 \text{ м}$  при пористости пород  $0,2$  возможно при дополнительном поступлении в систему  $1,5 \cdot 10^5 \cdot 10^3 \cdot 0,2 = 0,3 \cdot 10^8 \text{ м}^3$  воды в пределах полосы шириной  $1 \text{ м}$ . Приняв, как это сделано ниже, что  $1 \text{ м}^3$  глин при погружении на  $1 \text{ м}$  отдает за счет уплотнения на глубинах более  $1 \text{ км}$  около  $0,0001 \text{ м}^3$  воды, нетрудно найти объем пород, необходимый для ее отжатия в количестве  $0,3 \cdot 10^8 \text{ м}^3$ .

При погружении  $1 \text{ м}^3$  глин на  $1000 \text{ м}$ , что примерно соответствует современной средней глубине залегания залежей, этот объем оказывается равным  $0,3 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ . При мощности уплотняющихся отложений  $1000 \text{ м}$ , что, по-видимому, соответствует общей мощности нижележащих глинистых отложений юры и валанжина в рассматриваемом районе, длина необходимой полосы шириной  $1 \text{ м}$  составит  $\frac{0,3 \cdot 10^9}{10^3} = 0,3 \cdot 10^6 \text{ м}$ , т. е.  $300 \text{ км}$ . Таким образом, требуемый объем пород выходит за пределы принятой ширины газосборной площади структуры ( $L = 20 \text{ км}$ ), что дает основание считать рассмотренный механизм формирования как вполне вероятный даже в отношении уникальных по запасам залежей севера Западной Сибири.

Можно рассмотреть иную схему формирования указанных залежей, которая также укладывается в рамки имеющегося фактического материала. Предположим, что выделение газа происходило при вертикальной рассредоточенной разгрузке вод из нижележащего юрского водоносного комплекса в пределах газосборной площади одной структуры. В этом случае  $\alpha = 90^\circ$  ( $\sin \alpha = 1$ ),

\* Оценить точно эту величину в настоящее время невозможно.

а величину газосборной площади можно принять равной  $F = 2LB = 2 \cdot 20 \cdot 50 = 2 \cdot 10^3 \text{ км}^2 (2 \cdot 10^9 \text{ м}^2)$ . Мощность коллектора  $h = 1000 \text{ м}$ . Тогда при перемещении потока газонасыщенных вод такого сечения на 1 м по вертикали выделится общий объем газа (при нормальных условиях)

$$V_{1 \text{ м}} = 0,1\beta mFh = 0,1 \cdot 0,02 \cdot 0,2 \cdot 2 \cdot 10^9 \cdot 1,0 \cdot 10^3 = 0,8 \cdot 10^9 \text{ м}^3.$$

Если принять, что критическая фазовая газонасыщенность была достигнута раньше и весь выделяющийся газ аккумулируется в одной ловушке, то для образования залежи объемом в  $1 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$  потребуется вертикальное перемещение потока, которое можно определить из соотношения

$$\frac{1 \cdot 10^{12}}{V_{1 \text{ м}}} = \frac{1 \cdot 10^{12}}{0,8 \cdot 10^9} = 1250 \text{ м.}$$

В случае же, если предварительное насыщение не было достигнуто, то для 10%-ной насыщенности объема пород в  $Fh \text{ м}^3$  при среднем давлении 150 atm потребовался бы дополнительный объем газа в размере

$$V_{10\%} = 0,1mFhP_{\text{cp}} = 0,1 \cdot 0,2 \cdot 2 \cdot 10^9 \cdot 1 \cdot 10^3 \cdot 1,5 \cdot 10^2 = 6 \cdot 10^{12} \text{ м}^3.$$

Для его выделения в свободную фазу необходимо вертикальное перемещение потока вод того же сечения ( $F, \text{ м}^2$ ) на

$$\frac{V_{10\%}}{V_{1 \text{ м}}} = \frac{6 \cdot 10^{12}}{0,8 \cdot 10^9} = 7500 \text{ м.}$$

Таким образом, подготовка условий для аккумуляции газа, т. е. создание минимально необходимой фазовой насыщенности, и сам процесс аккумуляции газа в залежь требуют вертикального перемещения потока вод на расстояние около 9 км. Это значит, что в пределах площади  $F = 2000 \text{ км}^2$  через каждый 1 м<sup>2</sup> горизонтальной поверхности должно пройти  $9 \cdot 10^3 \text{ м} = 1,8 \cdot 10^3 \text{ м}^3$  воды. Такое ее количество не может быть отжато из нижерасположенных глинистых пород в пределах рассматриваемой площади даже при их мощности 2000 м и погружении до глубины 3–4 км. В рассматриваемом районе подобные мощности глин в нижележащих валанжин-юрских отложениях являются нереальными. Это значит, что для обеспечения требуемого вертикального перемещения был необходим латеральный подток вод внутри этих отложений к зоне разгрузки с соседних площадей, где вертикальная разгрузка была затруднена или невозможна по каким-либо причинам. При этом, как показывают ориентировочные расчеты, дренируемая площадь должна превышать площадь гипсометрического влияния ловушки не менее чем в 5 раз.

Проведенный анализ показывает, таким образом, что при элизионном режиме фильтрации газонасыщенных вод и латеральном их перемещении по пластам небольшой мощности (до 100 м) с небольшими наклонами, измеряемыми первыми градусами, могут формиро-

ваться лишь мелкие газовые залежи. Крупные и крупнейшие залежи типа западно-сибирских возникают в исключительных случаях. При преимущественно вертикальной фильтрации вод возможно формирование крупных залежей, вплоть до уникальных, с запасами в несколько триллионов кубических метров. Однако и в этом случае требуется сочетание ряда отмеченных выше специфических и нечасто встречающихся условий.

2. Объем газа, выделяющегося при снижении пластового давления *за счет тектонических движений* положительного знака, прямо пропорционален величине снижения давления, т. е. амплитуде подъема. В зависимости от температуры (глубины) и минерализации вод объем газа (метана), выделяющегося на 1 *at* снижения пластового давления, может изменяться, как и при восходящем движении вод, в пределах от 0,02 до 0,002  $m^3/m^3 \cdot at$ . В данном случае принято, что глубина превышает 1000 м. На меньших глубинах степень метаморфизма органического вещества обычно такова, что не обеспечивает необходимого количества газа. Табл. VI.4 отражает возможную степень газонасыщения пород в зависимости от глубины *H*,  $\beta$  и величины снижения давления  $\Delta P$ . Коэффициент газонасыщения в данном случае рассчитывается по предлагаемой нами формуле

$$K_r = \frac{10\beta \Delta P}{H}, \quad (VI.8)$$

где  $\beta$  — количество газа, выделяющегося из единицы объема воды при снижении давления на 1 *at*,  $m^3/m^3 \cdot at$ ;  $\Delta P$  — величина снижения давления в результате тектонического подъема, *at*; *H* — глубина залегания водоносного горизонта, в котором происходит выделение газа, м; глубине *H* соответствует пластовое давление  $P = H/10$  *at*.

Как показывают данные табл. VI.4, образование залежей при действии только рассматриваемого механизма снижения давления невозможно. Лишь при создании некоторого предварительного газонасыщения, обусловленного или интенсивной генерацией газа при метаморфизме органического вещества, или движением газонасыщенных вод, этот процесс может способствовать созданию фазовой проницаемости для газа.

ТАБЛИЦА VI.4  
Значения коэффициента газонасыщения

$\Delta P$	$H = 1000$ м			$H = 2000$ м			$H = 3000$ м		
	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$
10	0,67	0,34	0,07	0,34	0,17	0,04	0,22	0,11	0,02
50	3,35	1,70	0,35	1,70	0,85	0,20	1,20	0,55	0,10
100	6,7	3,4	0,7	3,4	1,7	0,4	2,2	1,1	0,2

Представляет определенный интерес проследить, в какой степени тектонические движения положительного знака способствуют, а отрицательного знака препятствуют выделению газа из восходящего потока вод.

Количество газа  $V_t$ , выделяющееся в единице объема породы с пористостью  $m$  за единицу времени, может быть выражено (с учетом знака тектонических движений) формулой

$$V_t = \beta m u \frac{\sin \alpha}{10} \pm \beta m \frac{u_t}{10}, \quad (VI.9)$$

где  $u$  — скорость восходящего движения воды,  $м/год$ ;  $\alpha$  — средний за время проявления тектонических движений угол наклона горизонта;  $u_t$  — скорость тектонических движений,  $м/год$ . Остальные обозначения прежние. Знак  $+$  относится к положительным тектоническим движениям, способствующим выделению газа, знак  $-$  к отрицательным движениям, препятствующим выделению газа.

Определим, при каких значениях  $u$ ,  $\alpha$  и  $u_t$  газ не сможет выделяться в свободную фазу при нисходящих тектонических движениях. Очевидно, в этом случае  $V_t = 0$  и должно соблюдаться соотношение

$$\beta m \frac{u_t}{10} \geq \beta m u \frac{\sin \alpha}{10} \quad \text{или} \quad u_t \geq u \sin \alpha. \quad (VI.10)$$

В табл. VI.5 приведены результаты соответствующих расчетов.

ТАБЛИЦА VI.5  
Значения  $u_t$  ( $м/год$ ), ограничивающие возможность выделения газа в свободную фазу

$\alpha$	Скорость восходящего движения воды, $м/год$				
	1,0	0,1	0,01	0,001	0,0001
1°	0,017	0,0017	0,00017	0,000017	0,0000017
5	0,086	0,0085	0,00085	0,000085	0,0000085
10	0,170	0,017	0,0017	0,00017	0,000017

П р и м е ч а н и е. Полужирным шрифтом выделены значения  $u_t$ , наиболее вероятные в природных условиях.

Напомним, что, по В. В. Белоусову [1954], средняя скорость прогибания, компенсированного осадконакоплением, на платформах равна  $0,00001-0,00002$   $м/год$ , или  $(1 \div 2) \cdot 10^{-2}$   $мм/год$ . Скорость восходящих структурообразующих движений на эпигерцинских плитах примерно на порядок меньше ( $n \cdot 10^{-3}$   $мм/год$ ). Это позволяет заключить, что в платформенных условиях тектонические движения отрицательного знака не могут препятствовать процессу выделения газа в свободную фазу при восходящем течении вод даже при их

скорости в 0,001 м/год (1 мм/год). Движения противоположного направления способствуют этому процессу, но доля их участия не превышает 10% даже при такой ничтожной скорости движения воды, как 1 мм/год, т. е. во временном аспекте их относительная роль не существенна. Однако не следует забывать, что сами по себе дифференцированные вертикальные движения создают условия для восходящего движения вод и в этом отношении их роль определяющая, хотя и опосредована. В определенных условиях, в обстановке высокой застойности вод и при высоком содержании органического вещества в породах, значение тектонических движений возрастает. Здесь существенными становятся время их проявления и амплитуда. Важно, чтобы воздымание началось после того, как газопродуцирующие отложения были погружены в соответствующие зоны метаморфизма (в буроугольно-длиннопламенную и длиннопламенно-газовую), а амплитуда подъема была достаточно велика (500 м и более, см. табл. VI.4).

3. *Роль снижения регионального базиса разгрузки (уровня моря)* определяется тем, что оно имеет планетарные масштабы и может охватывать своим влиянием гораздо большую, чем тектонические подвижки, площадь. Поэтому при предельном газонасыщении вод газ может выделяться как на положительных структурах, так и в разделяющих их депрессионных зонах. Количество его непосредственно зависит от величины понижения пластового давления в результате снижения базиса. Динамический режим подземных вод наиболее тесно связан с базисом в районах их разгрузки. Поэтому в этих районах понижение давления будет максимальным. По мере удаления от зон разгрузки влияние его должно снижаться, и в областях питания, при стабильности их гипсометрического положения и благоприятных условиях пополнения запасов, оно будет несущественным.

Объем выделяющегося газа в пластовых условиях, как и в предыдущем случае, зависит от величины снижения давления  $\Delta P$ , величины  $\beta$  и глубины. В условиях северных районов Западной Сибири величина  $\Delta P$  в среднем плиоцене, видимо, несколько превышала 20 ат, а в районах Туранской и Скифской плит, наиболее близко расположенных к Каспийскому морю — региональному базису разгрузки, она в то же время составляла не менее 50 ат [Наливкин, Кругликов и др., 1965]. Соответствующие этим цифрам коэффициенты газонасыщения, рассчитанные по формуле  $K_r = \frac{10\beta\Delta P}{H}$ , приведены в табл. VI.6.

Как видим, и этот фактор можно рассматривать лишь как вспомогательный, действующий одновременно с другими. Наиболее вероятна его связь с движением вод, поскольку периоды понижения базиса разгрузки должны неизбежно сопровождаться активизацией их движения.

Таким образом, из трех рассмотренных факторов, контролирующих режим пластовых давлений в направлении, благоприятном для выделения газа, наиболее мощным и широко распространенным следует считать восходящее движение вод.

ТАБЛИЦА VI.6  
Значения коэффициента газонасыщения

$\Delta P$	$H = 1000 \text{ м}$			$H = 2000 \text{ м}$			$H = 3000 \text{ м}$		
	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$	$\beta = 0,02$	$\beta = 0,01$	$\beta = 0,002$
20	1,34	0,68	0,14	0,68	0,34	0,08	0,44	0,22	0,04
50	3,35	1,70	0,35	1,70	0,85	0,20	1,20	0,55	0,10

4. Влияние температуры на растворимость газов общезвестно. Здесь важно подчеркнуть, что кривые зависимости растворимости от температуры имеют экстремальные точки и характеризуются формой, близкой к симметричной.

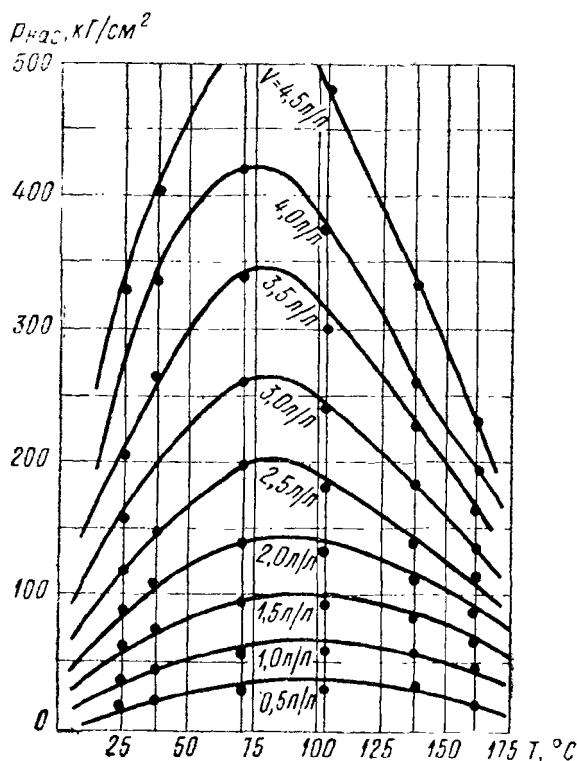


Рис. VI.2. Зависимость давления насыщения  $r_{\text{нас}}$  дистиллированной воды от температуры (при газовых факторах метана  $V$  от 0,5 до 4,5  $\text{л/л}$ ). По экспериментальным данным Кальберсона и Мак-Кетта [Корценштейн, 1970].

вод наиболее значительны, температура редко превышает  $100^{\circ}\text{C}$ . Здесь повышение температуры приводит в основном к снижению

коэффициента газонасыщения. Использование кривых на рис. VI.2 показывает, что для каждого давления насыщения имеется определенная температура, при которой растворимость максимальна. Для большинства газов эта температура лежит в интервале  $70-100^{\circ}\text{C}$ . При повышении температуры до этой области растворимость снижается, а за этой областью возрастает. Интенсивность изменения растворимости примерно одинакова в интервалах температур, равноудаленных от области минимума, но значительно различается при разных давлениях насыщения.

В тех зонах литосфера, где масштабы перемещения подземных

растворимости газа, и поэтому любой дополнительный нагрев воды, если только он не сопровождается увеличением давления, должен приводить к выделению газа в свободную фазу. Например, при газовом факторе  $V = 2,0 \text{ л/л}$  повышение температуры пресных вод от 25 до  $75^\circ\text{C}$  должно привести (см. рис. VI.2) к увеличению давления насыщения метаном от 85 до 140  $\text{atm}$ . Если до нагревания вода была предельно насыщена газом, т. е. находилась под давлением 85  $\text{atm}$ , то объем газа, соответствующий разности указанных давлений (55  $\text{atm}$ ), должен выделиться в свободную фазу. Этот объем, судя по рис. VI.2, составляет около  $600 \text{ см}^3/\text{л}$  ( $0,6 \text{ л/л}$ ). При давлении  $P = 85 \text{ atm}$  и пористости  $m = 0,2$  этот объем газа займет лишь  $\frac{0,6m}{85m} \times 100 = 0,7\%$  объема порового пространства. При более высоких давлениях насыщения и соответственно больших газовых факторах объем выделяющегося при нагревании газа будет больше. Например, при  $V = 4 \text{ л/л}$  за счет того же повышения температуры на  $50^\circ\text{C}$  выделится уже около  $1 \text{ л/л}$  газа, что, однако, составит лишь  $\frac{1,0}{270} \cdot 100 = 0,37\%$  объема пор. Степень газонасыщенности порового пространства, как видим, создается невысокая, и для достижения ее критической величины (10%) требуется неоднократная смена газонасыщенной воды.

В природных условиях повышение температуры воды возможно вследствие влияния различных факторов. Таким факторами могут быть: тектоническое погружение водоносных отложений, нисходящее движение вод, магматическая деятельность, сопровождающаяся прогревом пород, прогрев недр, обусловленный палеоклиматическими причинами, и др. Однако далеко не все из перечисленных факторов и не всегда вызывают выделение газа из газонасыщенных вод.

При погружении пород и нисходящем движении вод температура повышается на  $1^\circ\text{C}$  в среднем через каждые 30 м. Возможные отклонения лежат в пределах 10—50 м, а иногда и более.

В то же время при погружении на 30 м давление увеличивается примерно на 3  $\text{atm}$ , что повышает растворимость газов, и возможность их выделения в свободную фазу за счет увеличения температуры оказывается далеко не очевидной. Проведем простейшую оценку влияния этих противодействующих факторов.

Изменение коэффициента растворимости газа (метана) в различных интервалах температур может быть охарактеризовано температурным градиентом растворимости  $\Gamma$ , который представляет число, показывающее, на сколько кубических сантиметров изменяется коэффициент растворимости при изменении температуры на  $1^\circ\text{C}$  [Кругликов, 1963]. Для воды с минерализацией до 50 г/л величина этого градиента убывает от  $2,0$ — $1,5 \text{ см}^3/\text{л} \cdot {}^\circ\text{C} \cdot \text{атм}$  в интервале температур  $5$ — $10^\circ\text{C}$  до  $0,5$ — $0,1 \text{ см}^3/\text{л} \cdot {}^\circ\text{C} \cdot \text{атм}$  в интервале  $25$ — $70^\circ\text{C}$  и при  $80$ — $90^\circ\text{C}$  становится равной нулю (рис. VI.3). При температурах выше  $80$ — $100^\circ\text{C}$  растворимость газа возрастает и градиент приобретает отрицательные значения, причем в интервале  $100$ — $150^\circ\text{C}$  его значения близки к интервалу  $25$ — $70^\circ\text{C}$ , а в интервале  $150$ —

175°C — к интервалу 5—25°C. С повышением минерализации величина градиента резко снижается, и при минерализации 200—300 г/л не превышает 0,2 даже при температуре около 10°C.

Объем газа  $\Delta V$ , выделяющийся из единицы объема воды при ее нагревании на  $\Delta T$  градусов при погружении на  $\Delta H$  (и), может быть оценен по формуле

$$\Delta V = \beta P - (\beta - \Gamma \Delta T) \left( P + \frac{\Delta H}{10} \right), \quad (VI.11)$$

где  $P$  — давление до погружения, атм;  $\beta$  — коэффициент растворимости газа в условиях, соответствующих давлению  $P$ , см<sup>3</sup>/л·атм;  $\Gamma$  — средний температурный градиент растворимости в интервале

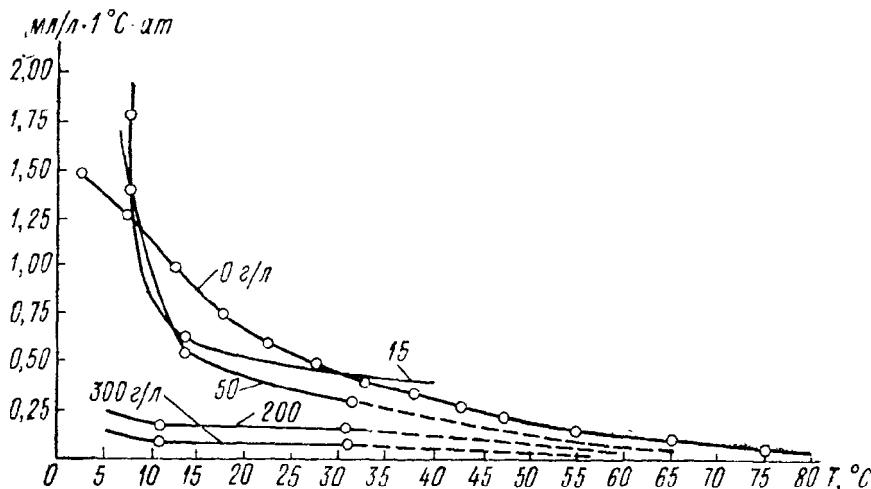


Рис. VI.3. Температурные градиенты растворимости метана при различной температуре и минерализации воды (изменение коэффициента растворимости при парциальном давлении 760 мм рт. ст.).

температуру  $T + \Delta T$ , см<sup>3</sup>/л·атм·1°C. Поскольку  $\Delta T = \frac{\Delta H}{G}$ , где  $G$  — геотермическая ступень, м/1°C, формула (VI.11) после небольших преобразований приобретает вид

$$\Delta V = \frac{\Delta H}{10} \left[ \frac{10\Gamma}{G} \left( P - \frac{\Delta H}{10} \right) - \beta \right]. \quad (VI.12)$$

Величина  $\Delta V$  по смыслу решаемой задачи положительна. Поэтому положительной должна быть и разность, стоящая в квадратных скобках. Это условие существенно упрощает решение. Задавшись различными величинами геотермической ступени  $G$ , давления  $P$ , минерализации вод и глубины погружения  $\Delta H$  и определив по справочным данным значения коэффициента растворимости метана  $\beta$  в зависимости от минерализации вод и температуры ( $T = \frac{10P}{G}$ ), мы получим, что при геотермической ступени, равной 10—30 м/°C и при давлении от 50 до 300 атм никакое погружение вод любой минерализации на большую глубину не может вызвать выделения газа. Однако если воды движутся латерально без существенного погружения

ния ( $\Delta H \approx 0$ ) и при этом проходят через достаточно резкую положительную термическую аномалию, в пределах которой неизбежно существование горизонтального геотермического градиента, то выделение газа оказывается возможным.

Если на расстоянии 10 км температура при постоянной глубине возрастает на  $10^\circ\text{C}$ , то горизонтальный градиент  $g$  равен  $1^\circ\text{C}$  на 1 км. Такие случаи известны, например, в Западной Сибири и других районах. Примем, что минерализация вод не превышает 50 г/л, а температура равна  $50-60^\circ\text{C}$ . В этих условиях температурный градиент растворимости  $\Gamma$  метана равен примерно  $0,1 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм} \cdot 1^\circ\text{C}$ . При перемещении воды на единицу расстояния в единице объема породы выделится объем газа  $V_1 = \Gamma g m$ , где  $m$  — пористость. При перемещении на расстояние  $L$  объем газа составит соответственно  $V_L = \Gamma g m L$ . Для обеспечения критического газонасыщения порового пространства ( $V_k = 0,1 \text{ м}$ ) при пластовом давлении  $P$  потребуется продвижение воды

$$L_k = \frac{V_k P}{\Gamma g m} = \frac{0,1 m P}{\Gamma g m} = \frac{0,1 P}{\Gamma g}. \quad (\text{VI.13})$$

При  $P = 200 \text{ атм}$  и указанных выше значениях  $\Gamma$  и  $g$  получаем  $L_k = \frac{0,1 \cdot 200}{1 \cdot 10^{-4} \cdot 1 \cdot 10^{-3}} = 2 \cdot 10^8 \text{ м}$  ( $2 \cdot 10^5 \text{ км}$ ). Как видим, для создания необходимого газонасыщения требуется явно нереальное (200 тыс. км) в обычных условиях нефтегазоносных бассейнов перемещение вод. Масштабы перемещения существенно не изменятся, если в формуле использовать иные, более благоприятные для выделения газа исходные параметры, разумеется, в пределах их допустимых значений. Так, например, при  $P = 100 \text{ атм}$ ,  $\Gamma = 0,5 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм} \cdot 1^\circ\text{C}$ ,  $g = 2^\circ\text{C}/\text{км}$   $L_k = 10 \text{ тыс. км}$ , что также существенно превышает возможные масштабы водообмена.

Таким образом, влияние температурного фактора также не может быть определяющим при выделении газа из воды в свободную фазу и последующей аккумуляции.

5. Наряду с изменением давления и температуры выделению газа в свободную фазу из насыщенных им вод может способствовать *повышение минерализации этих вод*. Проявление механизма такого выделения, известного в литературе как «высаливающий эффект», возможно в районах, где в разрезе имеются соленосные формации или распространены рассолы. Миграция связанных с солеобразованием рассолов как нисходящая гравитационная, струйная [Валяшко и др., 1963; Поливанова, 1967], так и восходящая, возникающая при отжатии межкристальных рассолов из соли, при уплотнении терригенных отложений или за счет вертикального диффузионного перераспределения ионов, приводит к резкому повышению минерализации вод в горизонтах, залегающих ниже и выше солей. Величина результирующей минерализации при этом должна, очевидно, зависеть от соотношения смешивающихся объемов вод и их первичной минерализации. Чтобы при подобном смешении имел место высаливающий эффект, необходимо значительное насыщение

газом тех вод, с которыми смешиваются рассолы. При этом наибольшая интенсивность «высаливания» будет наблюдаться на первых стадиях осолонения, когда минерализация воды еще не превысила 150—200 г/л. К такому выводу позволяет прийти зависимость между растворимостью метана и минерализацией. Градиент коэффициента растворимости метана при  $T = 45^\circ\text{C}$ , выраженный в нормальных кубических сантиметрах газа на литр воды на 1 г изменения минерализации приведен в табл. VI.7, из которой видно, что с ростом минерализации градиент уменьшается примерно в 6 раз.

ТАБЛИЦА VI.7  
Зависимость градиента коэффициента растворимости метана от минерализации

Интервал изменения минерализации воды, г/л	Градиент коэффициента растворимости метана, см <sup>3</sup> /л·г
0—90	0,10
90—200	0,06
200—320	0,016

Для оценки рассматриваемого процесса с количественной стороны проведем ориентировочные расчеты со следующими обозначениями:  $V_1$  — объем воды с минерализацией  $M_1$  волях объема порового пространства породы;  $V_2$  — то же, для воды с минерализацией  $M_2$ ;  $V_2 = 1 - V_1$ ;  $M_3$  — минерализация воды после смешения объемов  $V_1$  и  $V_2$ ,

$$M_3 = M_1 V_1 + M_2 V_2 = M_1 V_1 + M_2 (1 - V_1); \quad (\text{VI.14})$$

$\Gamma_1$ ,  $\Gamma_2$ ,  $\Gamma_3$  — объемы газа (в нормальных условиях), растворенные в единице объема воды с минерализацией соответственно  $M_1$ ,  $M_2$ , и  $M_3$ ;

$$\Gamma_3 = \Gamma_1 V_1 + \Gamma_2 V_2 = \Gamma_1 V_1 + \Gamma_2 (1 - V_1);$$

$\beta_1$ ,  $\beta_2$ ,  $\beta_3$  — коэффициенты растворимости газа (метана) в условиях смешения в водах с минерализацией соответственно  $M_1$ ,  $M_2$  и  $M_3$ ,  $\beta_1 > \beta_3 > \beta_2$ ;  $p_1$ ,  $p_2$ ,  $p_3$  — упругости газа в условиях смешения, растворенного в объеме воды соответственно  $V_1$ ,  $V_2$  и  $V_3 = V_1 + V_2 = 1$ .

$$p_1 = \frac{\Gamma_1}{\beta_1}, \quad p_2 = \frac{\Gamma_2}{\beta_2},$$

$$p_3 = \frac{\Gamma_3}{\beta_3} = \frac{\Gamma_1 V_1 + \Gamma_2 (1 - V_1)}{\beta_3}, \quad (\text{VI.15})$$

$P_{\text{пл}}$  — пластовое давление в условиях смешения;  $p_1 \leq P_{\text{пл}}$  и  $p_2 \leq P_{\text{пл}}$ .

Для того чтобы при смешении газосодержащих вод различной минерализации происходило выделение газа в свободную фазу (выса-

ливание), необходимо, очевидно, повышение упругости газа в воде, т. е. должны соблюдаться неравенства

$$p_3 > p_1 \quad \text{и} \quad p_3 > P_{\text{пл}}$$

Выражая  $p_3$  и  $p_1$  через  $\Gamma$ ,  $V$  и  $\beta$ , получаем

$$\frac{\Gamma_1 V_1 + \Gamma_2 (1 - V_1)}{\beta_3} > \frac{\Gamma_1}{\beta_1} \quad (\text{VI.16})$$

Рассмотрим условия, наиболее благоприятные для выделения газа. Очевидно, они существуют при  $p_1 = p_2 = P_{\text{пл}}$ .

Тогда

$$\frac{\Gamma_1}{\beta_1} = \frac{\Gamma_2}{\beta_2} \quad \text{или} \quad \frac{\Gamma_1}{\Gamma_2} = \frac{\beta_1}{\beta_2}.$$

Подставляя это соотношение в неравенство (VI.16), предварительно преобразованное к виду

$$\frac{\frac{\Gamma_1}{\Gamma_2} V_1 + 1 - V_1}{\beta_3} > \frac{\Gamma_1}{\Gamma_2 \beta_1}, \quad (\text{VI.17})$$

получаем

$$\frac{\frac{\beta_1}{\beta_2} V_1 + 1 - V_1}{\beta_3} > \frac{\beta_1}{\beta_2 \beta_1}$$

$$\text{или} \quad (\beta_1 - \beta_2) V_1 + \beta_2 > \beta_3. \quad (\text{VI.18})$$

Неравенство (VI.18) характеризует условия, необходимые для выделения газа в свободную фазу при смешении газонасыщенных вод. Решим его на конкретном материале. Пусть минерализация воды в нижележащем горизонте равна 35 г/л ( $M_1$ ), а минерализация внедряющихся струйно рассолов — 300 г/л ( $M_2$ ). Состав вод преимущественно хлоридный натриевый, метановый. Смешение происходит при температуре 45° С. В этих условиях соответствующие указанным минерализациям коэффициенты растворимости метана равны:  $\beta_1 = 19 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм}$  и  $\beta_2 = 5 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм}$  [Ростовцев, Панова, 1956; Мишинина и др., 1961]. При  $V_1 = 0,5$  имеем

$$(19 - 5) 0,5 + 5 > \beta_3 \quad \text{или} \quad \beta_3 < 12.$$

По графикам растворимости метана в зависимости от минерализации и температуры находим, что полученному условию  $\beta_3 < 12 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм}$  при температуре 45° С должна соответствовать минерализация не менее 110 г/л.

С учетом (VI.14) найденное условие может быть выражено неравенством

$$V_1 \leq \frac{M_2 - M_3}{M_2 - M_1}. \quad (\text{VI.19})$$

В рассматриваемом примере, когда  $M_1 = 35 \text{ г/л}$ ,  $M_2 = 300 \text{ г/л}$ , а  $M_3 \geq 110 \text{ г/л}$ ,  $V_1 \leq 0,72$ , что не противоречит принятому условию  $V_1 = 0,5$ .

С другой стороны, уравнение  $M_3 = M_1 V_1 + M_2 (1 - V_1)$  позволяет уточнить величину  $M_3$ . При  $V_1 = 0,5$  получаем  $M_3 = 167,5 \text{ г/л}$ , что также удовлетворяет полученному выше решению неравенства.

Таким образом, после смешения в водоносном горизонте должно содержаться не более 72% первичной газонасыщенной воды и, соответственно, не менее 28% внедрившегося газонасыщенного рассола. При меньшем осолонении вод, т. е. при  $V_1 > 0,72$ , а  $M_3 < 167,5 \text{ г/л}$ , выделения газа в свободную фазу происходить не будет.

Количество выделяющегося газа может быть оценено, если задаться определенным превышением  $p_3$  над  $p_1$ . Пусть  $p_3 \geq 2 p_1$ . Тогда, очевидно, должно соблюдаться и соотношение  $(\beta_1 - \beta_2)V_2 + \beta_2 \geq 2 \beta_3$ .

Для рассматриваемого случая при  $\beta_1 = 19 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм}$ ,  $\beta_2 = 5 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм}$  и  $V_1 = 0,5$  имеем

$$12 > 2\beta_3 \text{ или } \beta_3 < 6 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм}.$$

При  $T = 45^\circ \text{C}$  значениям  $\beta_3 < 6$  соответствуют значения минерализации  $M_3 > 225 \text{ г/л}$ . Но поскольку мы нашли выше, что  $M_3 = 167,5 \text{ г/л}$ , то, очевидно, в данном случае задача не имеет решения, т. е. при заданных исходных условиях ( $M_1 = 35 \text{ г/л}$ ,  $M_2 = 300 \text{ г/л}$ ,  $V_1 = 0,5$ ) упругость газа не может возрасти в 2 раза.

Серий расчетов, которые здесь не приводятся, было выявлено, что для принятых условий в результате смешения возможно возрастание упругости газа не более чем в 1,4 раза, причем степень смешения ограничена значениями  $V_1$  в пределах от 0,4 до 0,8. В области иных пропорций смешения выделение газа невозможно. Увеличение упругости в 1,2 раза возможно при  $V_1 \geq 0,3$ , т. е. область допустимых пропорций смешения в этом случае несколько расширяется. Для бесконечно малого увеличения упругости смешение может быть любым.

Возрастание упругости газа в 1,4 раза в условиях полного газонасыщения означает, что объем газа, соответствующий величине  $0,4 P$ , должен выделиться в свободную фазу. Он может быть подсчитан по формуле

$$V_r = \beta_3 (p_3 - p_1). \quad (\text{VI.20})$$

Максимальное количество газа выделится, как показывают расчеты, при  $V_1 = 0,8$  и  $\beta_3 = 13,4 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм}$ . В этом случае  $V_r = 13,4 \times 0,4P$ . Если смешение вод происходит на глубине 1000 м, то  $P \approx 100 \text{ атм}$  и  $V_r = 536 \text{ см}^3/\text{л}$ . На глубине 2000 м  $V_r = 1072 \text{ см}^3/\text{л}$ . Такой объем газа при пористости  $m = 20\%$  может обеспечить коэффициент газонасыщения

$$K_r = \frac{V_r \cdot 0,2}{P \cdot 200} \cdot 100 = 0,54\%,$$

величина которого не зависит от давления, т. е. от глубины выделения газа.

Степень газонасыщения, как видно, создается значительно ниже той, которая необходима для возникновения фазовой проницаемости

но газу. Еще ниже она оказывается при  $V_1 = 0,4-0,5$ , когда  $\beta_3 = 6,8-8,6 \text{ см}^3/\text{л} \cdot \text{атм}$ , а  $V_r = 272-344 \text{ см}^3/\text{л}$  при  $P_{\text{пл}} = 100 \text{ атм}$ .

Приведенные выше расчеты иллюстрируют лишь частный случай смешения вод. При иных температуре и минерализации вод объем выделяющегося газа будет также другим, но нет оснований ожидать, что он существенно изменится. При более высокой температуре (до  $90-100^\circ \text{ С}$ ) он явно будет меньшим, поскольку с повышением температуры коэффициент растворимости снижается. При меньшей температуре ( $< 45^\circ \text{ С}$ ) коэффициент растворимости повышается, и объем выделяющегося газа должен быть несколько большим. Но в этих условиях трудно ожидать предельного газонасыщения вод, с которыми смешиваются рассолы, из-за низкого метаморфизма органического вещества в породах и его слабой газопродуктивности.

Не может оказать значительного влияния и иная минерализация смешивающихся вод. Величина  $\beta_3$ , определяющая объем выделяющегося газа, в значительной степени зависит от суммы  $\beta_1 + \beta_2$ . Результаты соответствующих расчетов показывают, что практически во всем диапазоне возможного изменения минерализации вод объем газа не превышает  $600 \text{ см}^3/\text{л}$  при давлении  $100 \text{ атм}$  и  $1200 \text{ см}^3/\text{л}$  при давлении  $200 \text{ атм}$ . Он лишь незначительно отличается от полученных выше величин.

Для крайнего случая, когда  $p_2 = 0$ , т. е. рассол не содержит растворенного газа,  $p_3 = \frac{p_1 V_1}{\beta}$ . После небольших преобразований получаем, что  $p_3 = p_1 V_1 \frac{\beta_1}{\beta_3}$ . Отсюда, чтобы выполнялось соотношение  $p_3 > np_1$  ( $n > 1$ ), должно соблюдаться неравенство  $\beta_3 < V_1 \frac{\beta_1}{n}$ . Нетрудно заключить, что в подобных условиях чем больше  $n$ , тем меньше должно быть  $\beta_3$  и, следовательно, тем больше минерализация смешения  $M_3$ . Это, в свою очередь, отрицательно влияет на объем выделяющегося газа. Он несколько уменьшается и в целом при любых пропорциях смешения почти всегда меньше объема газа, выделяющегося при смешении газонасыщенных вод.

Интересны сами по себе те пропорции смешения вод, которые наиболее благоприятны для выделения газа. В большинстве случаев, как показывают расчеты, должен преобладать объем воды с относительно низкой минерализацией ( $V_1 = 0,5 \div 0,9$ ). Такие пропорции вряд ли могут быть типичными для пористых сред в природных условиях. Если они и имеют место, то лишь в узкой зоне на фронте смешения и существуют непродолжительное время, изменяясь в процессе движения воды. Следует ожидать, что в основной массе смешивающихся вод пропорции смешения должны определяться в первую очередь соотношением абсолютной и эффективной пористости. Последняя, по имеющимся данным [Оркин, Кучинский, 1955] может быть на 5—37% ниже первой. Поэтому величина  $V_1$  должна, видимо, находиться в пределах  $0,05-0,37$ , что менее благоприятно для выделения газа. В отдельных же случаях такая пропорция смешения делает процесс выделения газа в свободную фазу вообще невозможным.

Как видим, сам по себе однократный в данном объеме породы процесс «высаливания» не может обеспечить фазовую проницаемость для газа. Для ее создания необходимо накопление большего объема газа. Это может быть достигнуто при постоянном удалении воды, образующейся в результате смешения, и замене ее новыми порциями газонасыщенных вод различной минерализации. Такая замена в каждой единице объема породы при наиболее благоприятных условиях смешения должна произойти, как это видно из вышеизложенного, не менее 20 раз ( $10\% : 0,5\% = 20$ ). Поскольку  $1 \text{ м}^3$  воды за счет «высаливания» может выделить при оптимальных условиях смешения около  $1 \text{ м}^3$  газа (на глубине 2000 м), то для образования скопления свободного газа объемом, например, в  $1 \text{ млрд. м}^3$  ( $10^9 \text{ м}^3$ ) потребуется, следовательно, тоже  $1 \text{ млрд. м}^3$  воды. Кроме того, для обеспечения фазовой проницаемости, т. е. для двадцатикратной замены, будет необходим дополнительный объем воды, величина которого должна зависеть от объема пород, в пределах которого происходит «высаливание».

Возможность смешения подземных вод на глубине 2000 м в подобных масштабах и в стабильных оптимальных соотношениях остается в настоящее время неисследованной. Трудность изучения этого вопроса усугубляется тем, что процесс разбавления (осолонения) при смешении проходит через разные стадии, на каждой из которых существуют различные соотношения между объемами смешивающихся вод. Видимо, оптимальная в отношении объема выделяющегося газа стадия будет иметь место всегда. Но далеко не всегда, очевидно, процесс смешения остановится именно на этой стадии. Всякое отклонение условий от оптимальных приводит, как показывают расчеты, или к уменьшению выделения газа или вовсе к его прекращению. При этом должно происходить обратное растворение ранее выделившегося газа.

Кроме того, как показывают опыты М. Г. Валяшко и А. И. Поливановой, при контакте рассолов со слабоминерализованными водами полного их смешения не происходит, а наблюдается расслаивание по удельному весу. Это обстоятельство также может привести к уменьшению выделения газа.

Таким образом, трудно ожидать формирования крупных залежей при подобном механизме выделения газа.

Основные выводы, вытекающие из рассмотренных выше механизмов создания критического газонасыщения, сводятся к следующему.

1. На элизионных этапах развития водонапорных систем, в условиях прогрессирующего метаморфизма органического вещества и отжатия вод из уплотняющихся отложений, основной формой эмиграции газообразных углеводородов является водорастворенная. Лишь при высоком содержании органического вещества, не менее 5—10%, при коэффициенте пористости 0,1, возможна эмиграция в свободной газовой фазе.

2. Основными процессами, обеспечивающими перенос растворенных газообразных углеводородов при эмиграции, являются диффузия и движение отжимаемых вод. Чем выше содержание органиче-

ского вещества (в пределах до 5—10%), тем большая доля газа эмигрирует путем диффузии. Относительная роль вод в этом процессе зависит также от состава органического вещества и степени его метаморфизма (убывает от стадии буроугольной к длиннопламенной и возрастает к стадии газовой для органического вещества класса гумолитов, для класса сапропелитов она прямо противоположна).

3. Наиболее вероятным процессом, создающим критическое газонасыщение проницаемых толщ, при низком (1—2%) содержании органического вещества, является движение вод как на элизионных, так и на начальных стадиях инфильтрационных этапов.

4. Величина критического газонасыщения, принятая выше равной 10%, в значительной степени зависит от капиллярных свойств пористой среды, которые, в свою очередь, определяются величиной поверхностного натяжения на границе газ — пластовая вода в глубинных условиях. Последнее в определенных условиях может значительно снижаться, уменьшая тем самым величину критического газонасыщения. Поэтому в определенных условиях миграция газа в свободном состоянии, без участия подземных вод, будет, возможно, начинаться при содержании ОВ не 5—10%, а 2—3% и менее. При дальнейшем решении проблемы формирования газовых (нефтяных) залежей этим условиям (температуре, составу вод и их щелочности, поверхностно-активным веществам и др.) должно быть уделено самое пристальное внимание. Именно этому вопросу сторонники неорганической гипотезы происхождения нефти и газа придают незаслуженно мало значения, а он является одним из кардинальных в данной проблеме.

### § VI.3. УСЛОВИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ГАЗА ИЗ ВОДЫ НА ИНФИЛЬРАЦИОННЫХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ

С рассматриваемой точки зрения инфильтрационный этап развития любой системы целесообразно подразделить на две стадии — начальную, когда фронт инфильтрационных вод продвигается в глубь системы и оттесняет седиментационные воды до их повсеместного замещения, и собственно инфильтрационную, начинающуюся со второго цикла водообмена. Каждая из стадий характеризуется как специфическими чертами механизма газонасыщения вод, так и вообще возможностью образования газовых залежей. Общей же их чертой является то, что в периоды проявления инфильтрации метаморфизм органического вещества, а следовательно, и генерация новых порций газа практически прекращаются. Обусловлено это тем, что инфильтрационные периоды, как правило, приурочены к этапам общего воздымания водонапорных систем, когда в пределах площади их распространения осадконакопление или вообще прекращается, или же ограничивается внутриплощадным перераспределением. В результате этого органическое вещество, рассеянное в породах, оказывается в условиях более низких температур. Температура же, как показывают

данные новейших исследований [Конторович, 1968], является важнейшим фактором метаморфизма.

Таким образом, на инфильтрационных этапах новообразования газов не происходит, а если они и образуются, то в незначительном количестве. Но это не исключает возможности перераспределения ранее образованных газообразных углеводородов путем диффузии. В частности, такое перераспределение должно происходить между глинями, содержащими при большом количестве органического вещества «мертвые» объемы свободного газа, и практически лишенными газов инфильтрационными водами. «Мертвый», неподвижный газ может содержаться в порах и самих проницаемых пород, по которым движутся воды. Путем диффузии этот газ также будет растворяться и насыщать внедряющиеся воды. Очевидно, чем больше в породах содержится остаточного газа, унаследованного от предыдущих стадий метаморфизма органического вещества, и чем больше по объему имеется в разрезе таких пород, тем большее количество инфильтрационных вод может быть насыщено этим газом. Представляется важным оценить возможные соотношения.

Пусть в изучаемом разрезе объем глин, содержащих в порах «мертвый» газ, равен объему проницаемых песчаников, по которым движутся инфильтрационные воды. Пористость тех и других — 15%, а газонасыщенность глин — 2,5%. Принятые параметры примерно характеризуют глины, содержащие 5% органического вещества гумусового состава на длинопламенно-газовой стадии метаморфизма (см. табл. VI.1). На глубине 2000 м, т. е. при давлении около 200 ат, каждый кубический дециметр глин содержит газа 750 см<sup>3</sup>. Вода же, содержащаяся в единице объема песчаников, в данных условиях ( $P = 200$  атм,  $T = 70^\circ\text{C}$ ), при минерализации до 50 г/л может растворить около 300 см<sup>3</sup> метана. Это значит, что свободный газ из единичного объема глин с газонасыщенностью пор 2,5% в предельном равновесном состоянии может насытить воду примерно 2,5 объема водоносного песчаника. После такого перераспределения свободный газ в глинах исчезнет. При принятом соотношении в разрезе объемов глин и песчаников (1 : 1), казалось бы, потребуется более 2,5 полных инфильтрационных водообменов, чтобы свободный газ из пор в глинах был бы полностью удален. При большем объеме глин интенсивность водообмена потребуется большей, при меньшем содержании органического вещества — меньшей.

Однако в природных условиях этот процесс протекает, естественно, в более сложной форме. Во-первых, необходимо помнить, что «полный водообмен» — понятие весьма условное. Если даже движение вод осуществляется по классической, наименее простой схеме — «область питания — область стока (транзита) — область разгрузки», в которой все эти области четко функционально разграничены, то в районах, прилегающих к области питания, кратность смены объемов прошедшей инфильтрационной воды на начальных этапах внедрения будет всегда во много раз больше, чем в целом по водоносной системе. Это превышение будет тем большим, при прочих равных условиях, чем большее протяженность си-

стемы, т. е. расстояние между областями питания и разгрузки.

Для наиболее простых условий (при постоянной мощности и пористости коллекторов и отсутствии частичной разгрузки в области транзита) можно считать, что в течение первого периода полного водообмена кратность смены воды на том или ином участке является обратной линейной функцией расстояния этого участка от области питания. Чем расстояние больше, тем кратность меньше. При протяженности системы 500 км за один полный водообмен через каждый километр в ее начале пройдет около 500 объемов инфильтрационной воды, в середине — около 250 и в конце — лишь единицы объемов. Если скорость движения воды такова, что, пройдя первый километр, вода за счет диффузии окажется насыщенной газом, \* содержащимся в глинах, то при дальнейшем движении она уже не будет выносить газ из пород. Для полного удаления свободного газа из пород на протяжении первого километра при принятых выше параметрах необходима смена 2,5 объема, т. е. продвижение фронта инфильтрационных вод на 2,5 км. Дегазация на втором километре потребует продвижения фронта, соответственно, на 5 км и т. д. Общую ширину дегазированной зоны, образовавшуюся в системе за  $n$  полных водообменов, можно определить для оговоренных выше наиболее простых условий по предлагаемой ниже формуле

$$l = \frac{L}{k_c} n, \quad (VI.21)$$

где  $l$  — ширина дегазированной зоны, км;  $L$  — расстояние между зонами инфильтрации и разгрузки, км;  $k_c$  — коэффициент, показывающий, сколько объемов песчаника, содержащего полностью дегазированную воду, может насытить один объем газонасыщенных глин; зависит от степени газонасыщенности глин и соотношения пористости глин и песчаников;  $c$  — соотношение в разрезе мощностей глин и песчаников;  $n$  — число полных водообменов в системе.

Проведенные по формуле расчеты отражены в табл. VI.8.

Исходные данные:

- 1) пористость глин равна пористости песчаников;
- 2) глубина залегания — 2000 м ( $P_{\text{пл}} = 200 \text{ atm}$ );
- 3) количество газа, способное растворяться в 1 см<sup>3</sup> воды, — 2,1 см<sup>3</sup>.

Данные таблицы показывают, что при одном и более полных водообменах почти при всех принятых значениях  $k$  и  $c$ , охватывающих наиболее типичные природные соотношения, происходит полное удаление из глин свободного газа. Ширина зоны дегазации относительно невелика лишь при большой глинистости разреза ( $c = 10$ ) и высоком содержании органического вещества ( $C_{\text{опр}} \approx \approx 2-20\%$ ). При малых значениях этих показателей даже при  $n = 0,1$  система или часть ее оказывается заполненной водами, существенно недонасыщенными газом, причем степень их насыщения должна быстро убывать в направлении области питания. Такие

\* Возможность такого насыщения требует специального анализа, но представляется выполнимой.

ТАБЛИЦА VI.8  
Расчет ширины дегазированной зоны, км

L, км	n	c = 0,1			c = 1,0			c = 10,0		
		0,1 * 0,2	1,0 2	10 20	0,1 0,2	1,0 2	10 20	0,1 0,2	1,0 2	10 20
100	0,1	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10	10 <sup>2</sup>	10	1	10	1	10 <sup>-1</sup>
	1,0	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10	10 <sup>2</sup>	10	1
	10,0	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10
	0,1	5 · 10 <sup>3</sup>	5 · 10 <sup>2</sup>	5 · 10	5 · 10 <sup>2</sup>	5 · 10	5 · 10 <sup>-1</sup>	5 · 10	5 · 1	5 · 10 <sup>-1</sup>
	1,0	5 · 10 <sup>4</sup>	5 · 10 <sup>3</sup>	5 · 10 <sup>2</sup>	5 · 10 <sup>3</sup>	5 · 10 <sup>2</sup>	5 · 10	5 · 10 <sup>2</sup>	5 · 10	5
	10,0	5 · 10 <sup>5</sup>	5 · 10 <sup>4</sup>	5 · 10 <sup>3</sup>	5 · 10 <sup>4</sup>	5 · 10 <sup>3</sup>	5 · 10 <sup>2</sup>	5 · 10 <sup>3</sup>	5 · 10 <sup>2</sup>	5 · 10
500	0,1	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10	10 <sup>2</sup>	10	1
	1,0	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10
	10,0	10 <sup>6</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>
1000	0,1	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>2</sup>	10
	1,0	10 <sup>6</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>	10
	10,0	10 <sup>7</sup>	10 <sup>6</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>6</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>5</sup>	10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup>

\* В числителе —  $k$  — коэффициент, показывающий, сколько объемов песчаника, содержащего полностью дегазированную воду, может насытить один объем газонасыщенных глин, в знаменателе — содержание  $C_{\text{орг}}$ , %.

воды при своем движении, очевидно, уже не способны формировать газовые залежи.

Мы рассмотрели условия газонасыщения инфильтрационных вод на глубине 2000 м при их незначительной минерализации. На меньших глубинах растворимость метана будет несколько меньшей. Например, на глубине 1000 м ( $P = 100$  атм) она составляет около  $1,3 \text{ см}^3/\text{см}^3$  по сравнению с  $2,1 \text{ см}^3/\text{см}^3$  на глубине 2000 м. Соответственно коэффициент  $k$  будет примерно на 50% больше. Но это изменение, как не трудно показать, не вызывает необходимости резкого увеличения интенсивности водообмена для полной дегазации системы. Число полных водообменов должно возрасти при этом не более, чем на 50%. Фактически оно будет меньшим, так как на глубинах около 1000 м метаморфизм органического вещества будет более низким и, следовательно, заключающие его породы будут меньше содержать свободного газа.

Более существенно влияние на растворимость газа минерализации воды. Однако при инфильтрации она, как правило, снижается, что увеличивает растворимость газа и, тем самым, понижает величину коэффициента  $k$ .

На больших, чем 2000 м, глубинах, где растворимость газа в слабоминерализованных водах вследствие роста давления и температуры возрастает до 4—6  $\text{см}^3/\text{см}^3$ , но и степень метаморфизма органического вещества достигает высших стадий, резко повышая тем самым величину коэффициента  $k$ , ширина дегазированной зоны будет незначительной. Для полной дегазации всей системы потребуется, соответственно, большая интенсивность движения, превышающая

ТАБЛИЦА VI.9

Зависимость коэффициента  $k$  от метаморфизма органического вещества, его состава и пластовых условий

Стадии метаморфизма органического вещества	Тип органического вещества	Количество газа в порах глин, образовавшееся к соотв. стадии метаморфизма $cm^3/cm^3$	Среднее пластовое давление, ат	Средняя пластовая температура, $^{\circ}C$	Пористость песчаников, %	Расторимость газа в воде в пластовых условиях, $cm^3/cm^3$	Коэффициент $k$
БД	Г	300 	150	50	25	2,0	0,6 
	С	480 	150	50	25	2,0	1,0 
ДГ	Г	500 200	250	83	20	2,4	1,0 0,4
	С	610 130	250	83	20	2,4	1,3 0,3
ГЖ	Г	530 30	350	116	18	3,5	0,8 0,05
	С	790 180	350	116	18	3,5	1,2 0,3
ЖК	Г	620 90	450	150	15	5,3	0,8 0,4
	С	920 130	450	150	15	5,3	1,1 0,2

Примечание. Г — гумусовое, С — сапропелевое органическое вещество. В числителе — с учетом газа предыдущих стадий метаморфизма; в знаменателе — без учета предыдущих стадий.

один полный водообмен. Однако на больших глубинах подвижность вод, как известно, резко уменьшается, и поэтому возможность образования там газовых залежей при инфильтрационном водообмене вряд ли подлежит обсуждению.

Все это позволяет считать параметры табл. VI.8 оптимальными, а приведенные в ней результаты расчета ширины зоны дегазации достаточно близко отражающими природную обстановку.

Как видно из изложенного выше, коэффициент  $k$  может изменяться в существенных пределах. Для облегчения нахождения этого коэффициента нами составлена табл. VI.9, где приведены его значения в зависимости от стадии метаморфизма органического вещества класса гумолитов и сапропелитов, пористости песчаников и растворяющей способности вод как функции давления, температуры и их минерализации. Содержание органического вещества — 1%, минерализация воды — 35 г/л, геотермический градиент — 3,3° С на 100 м.

При большем, чем 1%, содержании органического вещества значения коэффициента  $k$  пропорционально увеличиваются.

Коэффициент  $k$  равен отношению  $\frac{V_{cb}}{V_p m}$ , где  $V_{cb}$  — объем свободного газа, образовавшегося к соответствующей стадии метаморфизма ОВ, в единице объема глин,  $см^3/\theta м^3$ ;  $V_p$  — объем газа, способный раствориться в 1 л воды, насыщающей песчаники, в условиях ( $P$ ,  $T$ ), соответствующих стадии метаморфизма ОВ,  $см^3/л$ ;  $m$  — пористость песчаников. Коэффициент, как видим, изменяется в целом в пределах от 0,05 до 1,3 с явной тенденцией уменьшения на высоких стадиях метаморфизма.

Проведенные расчеты показывают, что роль подземных вод в образовании газовых залежей на инфильтрационных этапах незначительна и в большинстве случаев ограничена первым циклом водообмена, в течение которого в системе еще присутствуют как воды предыдущих этапов водообмена, так и инфильтрационные воды. При этом основную роль играют воды вытесняемые. Внедряющиеся же воды могут быть насыщены газом лишь при большой глинистости разреза и высоком содержании органического вещества. Следует, однако, иметь в виду, что указанные выше выводы получены без учета диффузионных потерь газа. Последние в природных условиях несомненно имеют место, что в еще большей степени ограничивает значение инфильтрационных вод в формировании залежей.

Таким образом, можно полагать, что в начальную стадию инфильтрационных этапов режим выделения газа в свободную фазу регулируется теми же факторами, что и на элизионных этапах, т. е. факторами, определяющими режим пластовых давлений. На последующих стадиях инфильтрационных этапов выделение газа маловероятно. Оно может иметь место лишь в районах, где породы содержат много органического вещества (более 10%) соответствующих стадий метаморфизма, а разрез характеризуется высокой глинистостью.

#### § VI.4. ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ВОДООБМЕНА, НЕОБХОДИМОЙ ДЛЯ СОЗДАНИЯ КРИТИЧЕСКОГО ГАЗОНАСЫЩЕНИЯ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА

Проведенные выше расчеты показывают, что возникновение миграции газа в свободной фазе (фильтрации) возможно лишь на участках, через которые фильтруются большие объемы газонасыщенных вод. Первичные залежи газа должны возникать вблизи таких участков,

по крайней мере, в пределах гипсометрического влияния имеющихся там ловушек. Подток газа к ним осуществляется в основном струйно, а струи газа возникают при выделении его из воды, после образования достаточно крупных скоплений, способных к самостоятельному перемещению в водонасыщенной пористой среде под действием гравитационных сил. Таким образом, чтобы знать, где могли формироваться первичные газовые залежи, необходимо иметь представление об интенсивности водообмена и изменении его в пределах водоизапорной системы. Рассмотрим этот вопрос применительно к условиям элизионного и инфильтрационного водообмена.

**Элизионный водообмен.** Рассмотрим упрощенную модель водоизапорной системы, сложенной только терригенными породами с чисто поровым типом коллекторов, на элизионном этапе ее развития. Введем следующие обозначения:

$L$  — расстояние от начала элизионного потока (от условной разграничительной линии в наиболее погруженной части системы или от линии выклинивания проницаемых горизонтов) до места его разгрузки,  $m$ ;

$h_k$  — мощность коллекторов (условно несжимаемых) в произвольном сечении системы,  $m$ ;

$h_r$  — мощность пород, способных к уплотнению (глин, алевритов), в том же сечении,  $m$ ;

$\frac{h_r}{h_k} = c$  — отношение мощности уплотняемых пород к мощности коллекторов постоянно в пределах всей системы; в общем случае  $c = f(L)$ . При начальном  $c = \text{const}$  за счет уплотнения соотношение  $\frac{h_r}{h_k}$  по глубине будет изменяться в пределах от 1 до 1,3 для интервала глубин 1000—3000  $m$ ;

$m_k$  — эффективная пористость коллекторов;

$M$  — коэффициент элизионной отдачи воды единицей объема уплотняемых пород,  $m^3/\text{год}$  на 1  $m^3$ ;  $M = f(H)$ , где  $H$  — глубина;

$q$  — единичный расход потока,  $m^3/\text{год}$  на 1  $m^2$ ,  $q = \frac{Mh_r}{h_k} = Mc$ ;

$l$  — расстояние от места зарождения потока до рассматриваемого сечения,  $m$ ;

$k_c$  — коэффициент изменения эффективного фильтрующего сечения потока (при сокращении сечения  $k_c < 0$ , при увеличении  $-k_c > 0$ ) на единицу длины,  $m^2/m$ ; определяется изменением мощности коллекторов, их эффективной пористости и ширины потока;

$F_0$  — начальное сечение потока,  $m^2$ ;

$F_l$  — текущее сечение потока,  $m^2$ ;  $F_l = F_0 + k_c l$ .

С учетом принятых обозначений

$$q = \frac{Mc}{F_l} l. \quad (\text{VI.22})$$

Тогда кратность смены воды в порах коллектора, или интенсивность водообмена, может быть выражена формулой

$$N = \frac{q}{m_k} t = \frac{Mc t}{m_k F_l}, \quad (\text{VI.23})$$

где  $N$  — кратность замены воды в  $1 \text{ м}^3$  коллектора;  $t$  — время проявления элизионного водообмена, годы.

Оценим величину  $N$  с количественной стороны в зависимости от возможных значений переменных, входящих в формулу (VI.23).

Значения коэффициента элизионной отдачи воды могут быть получены на основе данных об изменении пористости уплотняющихся пород с глубиной [Вассоевич, 1960; Уэллер, 1961; Стетюха, 1964, Нестеров, 1965 и др.]. Анализ этих данных показывает, что в интервале глубин  $1000$ — $3000 \text{ м}$ , т. е. в наиболее интересной в отношении процессов нефтегазообразования части разреза, изменение пористости составляет примерно от 7 до  $4,4\%$  на каждые  $500 \text{ м}$ , постепенно уменьшаясь с глубиной (табл. VI.10). Для ориентировочных расчетов эта величина может быть принята равной в среднем  $1,0 \cdot 10^{-2} \%$  на  $1 \text{ м}$ . Изменение пористости на  $1\%$  вызывает отжатие  $0,01 \text{ м}^3$  воды на  $1 \text{ м}^3$  породы. Поэтому  $M = 0,01 \Delta t A$ , где  $A$  — скорость погружения (осадконакопления), а  $\Delta t$  — изменение пористости на  $1 \text{ м}$  погружения. Величина  $A$  может изменяться в существенных пределах. Для платформ она составляет в среднем  $(1 \div 2) \cdot 10^{-2} \text{ мм/год}$ , или  $(1 \div 2) \cdot 10^{-5} \text{ м/год}$  [Белоусов, 1954]. Отсюда коэффициент элизионной отдачи для платформ может быть принят при ориентировочных оценках равным  $M = (1 \div 2) \cdot 10^{-5} \cdot 0,01 \cdot 1 \cdot 10^{-2} = (1 \div 2) \times 10^{-9} \text{ м}^3/\text{год}$  на  $1 \text{ м}^3$  \*. Однако необходимо иметь в виду, что и в пределах платформенных областей темп осадконакопления во времени может существенно изменяться. Например, в центральных районах Западно-Сибирского бассейна максимальным он был в апт-альб-сеноманско время, когда его уровень примерно в 4—5 раз превышал

ТАБЛИЦА VI.10  
Зависимость коэффициента элизионной отдачи от глубины  
и скорости осадконакопления

Глубина, м	Пористость *, %	Изменение пористости $\Delta t$ , %		$M$ , $\text{м}^3/\text{год}$ на $1 \text{ м}^3 \cdot 10^9$		
		на $500 \text{ м}$	на $1 \text{ м}$	$A = 1 \cdot 10^{-2}$ $\text{мм/год}$	$A = 1 \cdot 10^{-1}$ $\text{мм/год}$	$A = 1$ $\text{мм/год}$
1000	30					
1500	23	7	$1,4 \cdot 10^{-2}$	1,4	14	140
2000	18	5	$1,0 \cdot 10^{-2}$	1,0	10	100
2500	13,6	4,4	$0,88 \cdot 10^{-2}$	0,88	8,8	88
3000	9,2	4,4	$0,88 \cdot 10^{-2}$	0,88	8,8	88

\* Пористость взята с кривой Н. Б. Вассоевича [1960].

\* При более точных расчетах необходимо учитывать изменение мощности при уплотнении.

средний. Еще большей неравномерностью осадконакопление отличалось в Предкавказском бассейне, где в майкопское время за год накапливалось около  $1 \text{ мм}$  отложений ( $A = 10^{-3} \text{ м/год}$ ).

Возможность таких отклонений отражена в табл. VI.10, где значения  $A$  приняты в пределах от  $1 \cdot 10^{-2}$  до  $1 \text{ мм/год}$ .

Несмотря на столь широкий диапазон возможных колебаний скорости осадконакопления она не может отразиться на точности расчетов интенсивности водообмена, поскольку в данном случае нас интересует не скорость процессов, а кратность смены воды в различных точках водонапорной системы. Величина коэффициента элизионной отдачи и время ее проявления в формуле (VI.23) находятся в обратной зависимости, ибо чем быстрее достигается данная величина пористости, тем больше коэффициент  $M$  и, следовательно, тем меньшее время протекает отдача. Например, при скорости осадконакопления  $A = 1 \cdot 10^{-2} \text{ мм/год}$  ( $10^{-5} \text{ м/год}$ ) для погружения на  $500 \text{ м}$  требуется время  $t = \frac{500}{A} = \frac{500}{10^{-5}} = 5 \cdot 10^7$  лет. Если  $A = 1 \text{ мм/год}$  ( $10^{-3} \text{ м/год}$ ), то  $t$  оказывается соответственно равным  $5 \cdot 10^5$  лет и т. п. Однако ввиду того, что скорость изменения пористости при погружении в различных частях разреза несколько отличается, убывая с глубиной (см. табл. VI.10), то и величина  $M$  уменьшается в том же направлении.

Примем далее, что  $c = 1$ , т. е. мощность уплотняемых пород и мощности коллекторов в направлении потока всюду равны между собой. Пусть также  $\frac{F_0}{F_l} = 10$ , т. е. в направлении потока площадь фильтрующего сечения коллекторов снижается в 10 раз. Как уже отмечалось выше, это может быть обусловлено как снижением их мощности, что, очевидно, наиболее типично для условий элизионного водообмена, ибо поток вод в этих условиях должен быть ориентирован по направлению снижения мощностей, так и уменьшением ширины потока. Последнее менее типично для седиментационных бассейнов окружной формы, для которых характерна центробежная направленность потоков. Однако подобные условия встречаются в районах, где коллекторы распространены полосообразно, в виде рукавов, шлейфов и иных форм (майкопские отложения Западного и Центрального Предкавказья, юрский базальный горизонт на западе Западной Сибири и др.). Изменение фильтрующего сечения может быть обусловлено также непостоянством эффективной пористости коллектора и неоднородностью его строения. Действие этого фактора оценить трудно. По-видимому, с глубиной, т. е. к центральным районам бассейна, эффективная пористость должна снижаться. Для упрощения расчетов допустим, что  $m_k$  постоянна и равна 0,2. Принятое значение пористости несколько занижает получаемую интенсивность водообмена, особенно на глубине более  $2000 \text{ м}$ .

Если изменение площади сечения связано только с изменением мощности коллекторов, то принятое отношение  $\frac{F_0}{F_l} = 10$  при  $L = 100 \text{ км}$  и  $c = 1$  будет соответствовать наклону горизонтов

ТАБЛИЦА VI.11  
Расчет интенсивности элизионного водообмена

Интервал глубин, м	A, м/год	$M, \frac{m^3}{s \cdot 10^6} \text{ на}$ $1 \cdot 10^3 \cdot 10^6$	N			Интенсивность водообмена, необходимая для создания 10%-ной газонасыщенности
			$l = 1 \text{ км};$ $F_l = 0,99 F_0$	$l = 100 \text{ км};$ $F_l = 0,1 F_0$	С учетом предшествующего погружения $l = 100 \text{ км}$	
1000—1500	$1 \cdot 10^{-5}$	1,4	350	$3,5 \cdot 10^5$	—	$4,5 \cdot 10^{-5}$
	$1 \cdot 10^{-4}$	14	350	$3,5 \cdot 10^5$	—	$4,5 \cdot 10^{-5}$
	$1 \cdot 10^{-3}$	140	350	$3,5 \cdot 10^5$	—	$4,5 \cdot 10^{-5}$
1500—1200	$1 \cdot 10^{-5}$	1,0	250	$2,5 \cdot 10^5$	$6,0 \cdot 10^5$	$3,0 \cdot 10^5$
	$1 \cdot 10^{-4}$	10	250	$2,5 \cdot 10^5$	$6,0 \cdot 10^5$	$3,0 \cdot 10^5$
	$1 \cdot 10^{-3}$	100	250	$2,5 \cdot 10^5$	»	$3,0 \cdot 10^5$
2000—2500	$1 \cdot 10^{-5}$	0,88	220	$2,2 \cdot 10^5$	$8,2 \cdot 10^5$	$2,25 \cdot 10^5$
	$1 \cdot 10^{-4}$	8,8	220	$2,2 \cdot 10^5$	$8,2 \cdot 10^5$	$2,25 \cdot 10^5$
	$1 \cdot 10^{-3}$	88	220	$2,2 \cdot 10^5$	$8,2 \cdot 10^5$	$2,25 \cdot 10^5$
2500—3000	$1 \cdot 10^{-5}$	0,88	220	$2,2 \cdot 10^5$	$10,4 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$
	$1 \cdot 10^{-4}$	8,8	220	$2,2 \cdot 10^5$	$10,4 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$
	$1 \cdot 10^{-3}$	88	220	$2,2 \cdot 10^5$	$10,4 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^5$

при их моноклинальном залегании от 4,5 м/км в верхней части разреза до 27 м/км (1°30') в нижних горизонтах осадочного чехла при его максимальной мощности 3000 м. Подобные наклоны типичны для платформ.

Расчеты, проведенные на основе принятых значений параметров, систематизированы в табл. VI.11.

Полученные данные показывают, что условия достижения необходимой газонасыщенности создаются на глубине около 1500 м и ниже. По-видимому, они могут возникать и на меньших глубинах. Этому может способствовать ряд факторов: во-первых, большая глинистость разреза, когда отношение мощностей глин к мощности коллекторов превышает принятую величину ( $c = 1$ ); во-вторых, степень обогащенности вмещающих пород рассеянным органическим веществом (РОВ). При содержании его более 1—2% и незначительной величине диффузионных потерь свободная газовая фаза в некотором объеме может зарождаться, как уже отмечалось, и без движения воды. Эта фаза сама по себе не обеспечит фазовой проницаемости по газу, но при движении воды будет способствовать быстрейшему достижению необходимой степени насыщенности. В-третьих, этому могут способствовать большие, нежели было принято, углы наклона проницаемых горизонтов, по которым происходит движение воды. Напомним, что увеличение угла вдвое, например от 1 до 2°, также вдвое сокращает необходимую интенсивность водообмена. Наконец, необходимо иметь в виду механизм выделения газа в пористой среде.

Как показывают экспериментальные исследования, зарождение пузырьков газа происходит не по всему объему пор, а лишь в наиболее крупных из них. Здесь и образуются наиболее крупные пузырьки,

рост которых осуществляется за счет диффузионного перераспределения газа из мелкопористых участков пласта в более крупнопористые. На таких участках и создается в первую очередь максимальная фазовая насыщенность, после достижения которой начинается струйная фильтрация газа, охватывающая лишь ограниченный объем пористого коллектора. Поэтому в формулу (VI.23) следовало бы ввести дополнительный коэффициент, характеризующий перераспределение газовой фазы при зарождении между порами различных размеров. Поскольку в терригенных коллекторах на долю наиболее крупных пор приходится, как правило, менее 5% от их общего объема [Ханин, 1969], то величину этого коэффициента можно ориентировочно принять равной 20 (5% от 100 составляют одну двадцатую часть). Вообще же она может колебаться в широких пределах (от 5 до 50 и более).

Зарождению пузырьков в наиболее крупных порах способствует и общеизвестное распределение скоростей фильтрации воды по поровым каналам различных размеров. В более крупных каналах, обладающих максимальной проницаемостью, скорость фильтрации наибольшая. Поэтому и интенсивность водообмена в них выше, чем в мелких каналах и порах. В конечном итоге это приводит к тому, что фазовая проницаемость для газа возникает там раньше и обеспечивает более интенсивное образование струйных потоков. В пределах мелкопористых участков такие потоки или вовсе не зарождаются, или образуются гораздо позже.

Кроме того, существует точка зрения [Савченко, 1968], согласно которой газ при восходящем движении вод выделяется не по всей мощности пласта, а вследствие диффузионного перераспределения концентрируется лишь в его кровле, под покрышкой, обладающей существенно меньшей диффузионной проницаемостью, нежели сам коллектор. Если подобный механизм перераспределения газа действительно имеет место, то необходимая фазовая насыщенность создается еще быстрее, т. е. при меньшей интенсивности водообмена. Некоторая пересыщенность раствора, необходимая, как известно, для зарождения первых пузырьков газа, размеры которых весьма малы и поэтому обуславливают высокое внутреннее избыточное давление, в кровле коллектора должна возникать раньше, чем в подшвленной.

Все отмеченные выше факторы, не учтенные в табл. VI.11, существенно влияют и на положение участков (в функции их расстояния  $l$  от места зарождения элизионного потока), где начинается фильтрация газа и, следовательно, возможно формирование первичных газовых залежей. Как следует из этой таблицы, подобные условия создаются на расстоянии около 100 км от начала потока. Учитывая влияние перераспределения газовой фазы между порами различных размеров и другие факторы, способствующие повышению степени насыщенности отдельных зон коллектора, следует допускать, что активная миграция газа в определенных условиях может начинаться и на расстоянии около 10 км в направлении восходящего потока вод.

**Инфильтрационный водообмен.** Механизм проявления инфильтрационного водообмена во всех его деталях в настоящее время еще недостаточно ясен. С одной стороны, анализ гидрохимических данных и условий формирования глубоких подземных вод в целом (см. II раздел) свидетельствует о широком распространении седиментогенных вод. Но, с другой стороны, в каждом бассейне по периферии развиты, как правило, инфильтрогенные воды, образующие зону шириной до 100 км и более и мощностью до 1,5 км (Амударыинский, Западно-Сибирский и другие бассейны). Образование этой зоны могло быть связано или с местной разгрузкой вод через относительно водоупорные перекрывающие отложения (распыленная разгрузка) или с латеральным продвижением инфильтрационных вод в глубь бассейна и соответствующим оттеснением седиментогенных вод. В первом случае основная масса вытесняемых вод разгружается здесь же, в краевой зоне бассейна, и седиментогенные воды более глубоких частей бассейна вовлекаются в движение лишь в незначительной степени. Во втором случае масштабы перемещения оттесняемых вод должны быть существенными, а расстояние их латерального перемещения примерно достигать ширины зоны развития инфильтрационных вод. При таком перемещении неизбежно возникновение вертикальной составляющей движения, при наличии которой возможно выделение газа и образование залежей. Величина этой составляющей будет максимальной в зонах вертикальной разгрузки вод и существенно меньше на склонах внутренних структур различного порядка, куда воды поступают латерально из прилегающих депрессий.

В первом случае также возникает вертикальная составляющая. Но воды краевых зон, как правило, распространены на относительно небольших глубинах и поэтому не могут содержать много растворенного газа как из-за слабого метаморфизма органического вещества пород, так и вследствие больших диффузионных потерь газа. Выделение из них газа даже при вертикальной фильтрации маловероятно.

Таким образом, чтобы судить о возможной роли подземных вод в формировании залежей, необходимо знать механизм инфильтрационного водообмена. На современном этапе изученности нефтегазоносных бассейнов, особенно их краевых частей, этот вопрос не может быть решен однозначно. Поэтому возможное образование залежей можно рассматривать, лишь исходя из предположения о проявлении второго механизма инфильтрации, когда напор вод из области питания передается в глубь бассейна и в движение вовлекаются крупные массы преимущественно седиментогенных вод. При этом о полной, даже однократной, замене вод в объеме всей системы говорить не приходится. В лучшем случае они перемещаются на 100 км или несколько больше, оставаясь в своей основной массе седиментогенными по происхождению.

Механизм и интенсивность выделения газа при подобном перемещении вытесняемых вод не отличаются, очевидно, от таковых при элизионном водообмене. Поэтому условия, необходимые для возникновения фазовой проницаемости для газа, могут быть оценены по

рассмотренным выше формулам элизионного режима (VI.4). Различие будет заключаться лишь в том, что интенсивность водообмена в данном случае не является функцией расстояния от места зарождения потока. При отсутствии вертикальной разгрузки она более или менее постоянна по потоку и изменяется лишь при изменении мощности, точнее фильтрующего сечения коллекторов и структуры их порового пространства.

При наличии вертикальной разгрузки, распыленной или сосредоточенной, латеральный расход потока по направлению его движения будет падать и возможность образования залежей снижаться. Однако в этом случае требуется оценка вертикальной составляющей потока, так как при сосредоточенной форме разгрузки, при которой условия для выделения газа наиболее благоприятны, возможно перемещение вверх больших объемов воды. Раздельная оценка обоих составляющих потока, а следовательно, и количества выделившегося газа на том или ином конкретном участке в общем случае затруднительна, а чаще вообще невозможна. Но общее количество газа, выделившееся в системе при разгрузке из нее вод до определенного гипсометрического уровня, может быть подсчитано. Это количество определит максимально возможные ресурсы газа, выделившегося из воды в данной системе на инфильтрационных этапах ее развития. Речь может идти лишь об этапах, а не одном каком-либо этапе, поскольку мы обычно не знаем, как конкретно во времени формируется зона инфильтрационных вод.

Распределение полученных ресурсов по отдельным участкам или зонам анализируемой системы, т. е. прогноз возможного распределения залежей станет возможным лишь тогда, когда мы научимся оценивать детально интенсивность водообмена на этих участках. Тогда же мы сможем и определять, какая часть из газа пошла на предварительное насыщение порового пространства коллекторов, необходимое для дальнейшей фильтрации газа, а какая сконцентрировалась в залежах. В целом же нет оснований сомневаться в принципиальной возможности образования газовых залежей на инфильтрационных этапах, но масштабы их образования вряд ли могут быть большими. Проведенные в предыдущих разделах расчеты показали, что перемещения вод на расстояние, равное в среднем наблюдаемой ширине зон инфильтрационных вод (около 100 км), может оказаться вполне достаточным для формирования залежей, хотя объем каждой из них, видимо, не превысит первых миллиардов, реже десятков миллиардов кубических метров. Лишь при сочетании исключительно благоприятных условий (пределная насыщенность вод, большая мощность коллектора, значительный угол наклона горизонтов, локальное сокращение площади фильтрующего сечения и др.), возможно образование более крупных залежей.

Одним из основных вопросов, которые приходится решать при анализе условий формирования залежей на рассматриваемом этапе развития водонапорных систем, точнее, при преимущественном проявлении в них гравитационного режима фильтрации, является вопрос о степени насыщенности вод газом. Большой фактический

материал по многим нефтегазоносным бассейнам СССР показывает, что предельное насыщение вод в подобных условиях (хадумские отложения в Северном Предкавказье, районы Северного Прикаспия и Тимано-Печорской провинции) является скорее исключением, чем правилом. На значительной части территории крупных бассейнов (Западно-Сибирского, Волго-Уральского, Амударьинского и др.) воды недонасыщены углеводородными и другими газами. Выше уже отмечалось, что это связано, видимо, с уменьшением интенсивности или даже прекращением образования газа из рассеянного органического вещества на современных этапах развития бассейнов, когда диффузионное рассеивание и другие процессы уничтожения углеводородов превалируют над их генерацией. Поэтому, когда мы рассматриваем процессы выделения газа из воды и аккумуляцию его в залежах, необходимо помнить, что для каждого единичного объема пористой среды должно соблюдаться неравенство вида

$$\frac{dV}{dt} \gg \frac{dQ}{dt},$$

где  $V$  — объем газа, выделяющегося в свободную фазу в единице объема породы;  $Q$  — объем газа, теряемого за счет диффузии тем же объемом породы за то же время  $dt$ .

К сожалению, записанное условие в настоящее время не может быть конкретизировано. Если величину  $\frac{dV}{dt}$  мы можем оценить по приведенным выше формулам (VI.1), (VI.9), (VI.11), то оценка  $\frac{dQ}{dt}$  весьма затруднена из-за отсутствия данных о диффузионной проницаемости пород в пластовых условиях. Решение поставленной задачи — дело будущего.

Время образования залежей при гравитационном режиме, т. е. продолжительность их формирования, определяется, как и при элизионном режиме, в первую очередь скоростью перемещения вод и расходом подземного потока в зоне гипсометрического влияния ловушки. К сожалению, ни скорость, ни расход потока в этих условиях не могут быть получены с достаточной точностью. Имеющиеся оценки времени образования крупных залежей типа хадумской на Северо-Ставропольском месторождении —  $4 \cdot 10^5$  лет [Корценштейн, 1960] — представляются нам явно завышенными.

## § VI.5. О СООТНОШЕНИИ СКОРОСТЕЙ И НАПРАВЛЕНИЙ ФИЛЬТРАЦИИ ВОДЫ, НЕФТИ И ГАЗА

Как отмечалось выше (стр. 197), после достижения фазовой насыщенности и возникновения фазовой проницаемости скорость фильтрации газа (нефти) может превышать скорость фильтрации тех масс воды, из которой он выделился. Особенно большим это различие будет на участках относительно крутого залегания проницаемых

горизонтов. Для оценки скорости всплывания газа в водонасыщенном коллекторе Чэнь Чжун-сян [1961] получил следующую формулу:

$$u = \frac{k \Delta \gamma}{m \mu} \sin \alpha f(\sigma), \quad (VI.24)$$

где  $u$  — скорость миграции газа, см/сек;  $k$  — проницаемость коллектора, дарси;  $\Delta \gamma$  — разность удельных весов воды  $\gamma_w$  и газа  $\gamma_g$ ;  $m$  — коэффициент пористости коллектора;  $\mu$  — вязкость газа, сПз;  $\alpha$  — угол наклона пласта-коллектора;  $\sigma$  — насыщенность коллектора газом на фронте его передвижения;  $f(\sigma)$  — экспериментальная функция  $\sigma$  [Бузинов, Чарный, 1957].

При  $k = 0,5$  дарси,  $\Delta \gamma = 1.000$  г/см<sup>3</sup>,  $m = 0,25$ ,  $\mu = 0,01$  сПз,  $\sigma = 0,244$ ,  $\alpha = 90^\circ$  скорость миграции газа  $u$  равна около 10 м/год. Нетрудно подсчитать, что даже при проницаемости  $k = 5$  дарси и тех же значениях прочих параметров скорость вертикального всплывания не превысит 100 м/год. При меньших углах наклона она будет существенно ниже. Так, при  $\alpha = 1^\circ$  и  $k = 5$  дарси  $u = 1.7$  м/год. В еще большей степени скорость зависит от проницаемости: при  $\alpha = 1^\circ$  и  $k = 0,01$  дарси  $u = 0,003$  м/год = 3 мм/год. В последнем случае формирование залежей будет весьма затруднено, ибо, чтобы газу только переместиться на 10 км, потребуется около 3 млн. лет. Для аккумуляции в залежь потребуется, очевидно, время, в несколько раз большее.

Поскольку фильтрация газа происходит при одновременном движении воды, важно проследить влияние скорости последней на скорость и направление перемещения газа. В целом направление движения газа, и воды совпадают. Поэтому нет необходимости рассматривать их встречное движение, хотя в теоретическом отношении эта задача и представляет определенный интерес. Достаточно подробно она рассмотрена в упоминавшейся выше работе Чэнь Чжун-сяна [1961]. Следует только отметить, что им изучено движение лишь отдельных, сравнительно небольших газовых пузырей. Струйное движение больших по объему скоплений газа в этом плане еще не анализировалось, и этот вопрос ждет своего решения. В работе В. Н. Савченко [1958] исследовано лишь движение потоков нефти и газа, без всестороннего учета гидродинамической обстановки.

Вопрос о соотношении направлений перемещения воды и газа (нефти) впервые получил освещение в работе Хабберта [Hubbert, 1953]. Однако, как отмечает А. Е. Гуревич [1969а], этим исследователем явно переоценено влияние гидродинамической составляющей на направление движения газа. Основной силой, определяющей всплытие газа (нефти), является архимедова сила выталкивания, а его направление в основном контролируется гипсометрией кровли коллектора и его проницаемостью. При этом восходящее движение воды (точнее, латеральная составляющая градиента напора) лишь в незначительной степени способствует перемещению газа.

Поскольку скорость фильтрации является производной от приложенного градиента давления, величину которого при гидродинамическом изучении любой системы получить относительно проще,

то важно, очевидно, проследить влияние и этого параметра. Решение рассматриваемого вопроса получено в двух вариантах. Для случая, когда градиент напора определяется по пьезометрической карте без учета угла наклона фильтрующего горизонта (разность давлений — уровней в двух точках делится на горизонтальное расстояние между ними), Н. М. Кругликовым [Наливкин и др., 1965] выведено неравенство, характеризующее соотношение между углом наклона горизонта  $\alpha$ , необходимым для всплытия нефти (газа) вдоль кровли, и величиной гидравлического градиента напора  $I$ , вектор которого направлен против направления всплытия, т. е. по падению.

Для всплытия необходимо, чтобы выполнялось соотношение

$$\operatorname{tg} \alpha > \frac{I}{\gamma_b - \gamma_{n(r)}}, \quad (VI.25)$$

где  $\gamma_b$  и  $\gamma_{n(r)}$  — удельные веса соответственно воды и нефти (газа) в пластовых условиях.

Для аналогичного случая А. Е. Гуревичем [1969] получена формула

$$|E_p|_{kp} = g \frac{\rho_b - \rho_{n(r)}}{\rho_b} \sin \alpha, \quad (VI.26)$$

где  $|E_p|_{kp}$  — критический градиент потенциала водного потока, направленный по падению пласта;  $|E_p|_{kp} = |E_b|_{kp}^r \cos \alpha$ , если  $|E_b|_{kp}^r$  — горизонтальная составляющая градиента, т. е.  $|E_b|_{kp}^r = I$  в формуле (VI.25);  $\rho_b$  и  $\rho_{n(r)}$  — плотность, соответственно, воды и нефти (газа) в пластовых условиях.

Нетрудно убедиться, что неравенство (VI.25) и формула (VI.26) аналогичны по содержанию. Они показывают, что чем меньше минерализована вода (меньше  $\rho_b$  и  $\gamma_b$ ) и чем тяжелее нефть (газ), тем меньше при данном угле наклона  $\alpha$  необходим встречный градиент напора для предотвращения всплытия.

Разность крайних значений градиента напора, при которых нефть и газ будут перемещаться в разные стороны, т. е. газ вверх по восстанию, нефть — вниз по падению, может быть определена из равенства

$$|E_b|_{kp}^r - |E_b|_{kp}^n = \frac{g \sin \alpha}{\rho_b} (\rho_n - \rho_r). \quad (VI.27)$$

Это выражение показывает, что область значений градиентов, в пределах которой возможно разнонаправленное перемещение нефти и газа, расширяется по мере увеличения угла наклона кровли горизонта (табл. VI.12) и лишь незначительно зависит от плотностей воды, нефти и газа в пластовых условиях.

Однако при больших углах наклона ( $\alpha > 1^\circ$ ) величина критических градиентов напора и, следовательно, их разность резко воз-

ТАБЛИЦА VI.12

Разность предельных значений градиента напора вод, необходимая для разнонаправленного всплытия газа и нефти

$\rho_w$	$\frac{\rho_n}{\rho_g}$	$ E_w _{kp}^r -  E_w _{kp}^h$				Примечание
		10'	1°	5°	10°	
1,0	0,9	0,0025	0,0153	0,0765	0,153	Пресная вода, тяжелая нефть «легкий» газ — низкое давление
1,0	0,5	0,0014	0,0085	0,0425	0,085	Пресная вода, легкая нефть, «тяжелый» газ — высокое давление
1,2	0,9	0,0021	0,0128	0,064	0,128	Крепкий рассол, тяжелая нефть, «легкий» газ — низкое давление
1,2	0,5	0,0012	0,0070	0,035	0,070	Крепкий рассол, легкая нефть, «тяжелый» газ — высокое давление

растают до значений, явно не характерных для природных условий ( $0,01n$  —  $0,4n$ ). Поэтому и разнонаправленная миграция нефти и газа под влиянием гидравлического фактора в подобных условиях маловероятна. При малых углах ( $\alpha < 1^\circ$ ) наклона она более вероятна, но величина критических градиентов остается все же значительной (табл. VI.13), особенно для газа.

ТАБЛИЦА VI.13

Значения критического градиента напора вод для нефти и газа

$\rho_w$	$\frac{\rho_n}{\rho_g}$	$\alpha$		
		10'	30'	1°
1,0	0,9	0,00028	0,00085	0,0017
	0,05	0,0027	0,008	0,016
1,0	0,7	0,00085	0,0026	0,0051
	0,2	0,0022	0,0068	0,0136
1,2	0,9	0,0007	0,0021	0,00428
	0,05	0,0022	0,0068	0,0136
1,2	0,7	0,0012	0,0036	0,0071
	0,2	0,0024	0,007	0,0141

П р и м е ч а н и е. В числителе — для нефти, в знаменателе — для газа.

## Глава VII. ВЛИЯНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА РАЗРУШЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Разрушение залежей под действием подземных вод может протекать как без химической деструкции в существенных масштабах углеводородных компонентов нефти и газа, так и вызываться их химическим преобразованием, глубина которого зависит от многих факторов. В первом случае правильнее говорить о переформировании залежей, поскольку углеводороды, покидающие в том или ином виде ловушку, в процессе ремиграции потенциально способны концентрироваться в новые залежи. Во втором случае подобная возможность исключается. Рассмотрим две группы этих процессов самостоятельно, хотя в определенных условиях они тесно связаны друг с другом.

### § VII.1. РАЗРУШЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ БЕЗ ХИМИЧЕСКОЙ ДЕСТРУКЦИИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Ремиграция нефти и газа может происходить из ловушек различного типа. Мы рассмотрим наиболее распространенные антиклинальные ловушки, содержащие пластовые сводовые или массивные залежи с полной, чаще кольцевой площадью жидкостного контакта. Следует различать три механизма ремиграции: 1) вследствие наклона жидкостного контакта под влиянием гидравлического фактора; 2) путем вертикального перемещения через покрышку при ее недостаточных изолирующих свойствах и 3) в виде диффузационного растворения газообразных углеводородов как в контурных, так и в верхних водах и выноса их при существовании движения последних.

**Наклон жидкостного контакта.** Гидрогеологические условия, вызывающие наклон контакта, рассмотрены с теоретических позиций во II главе. Впервые на возможность гидравлического смещения залежей указал Манн [Munn, 1909]. В природных условиях это явление фиксировалось на многих месторождениях нефти и газа [Рассел, 1951; Hubbert, 1953; Леворсен, 1970; Корценштейн, 1960]. То или иное отклонение от горизонтального положения контакта, порой очень незначительное, наблюдается практически на любом месторождении. Но далеко не всегда этот наклон связан с влиянием гидравлического фактора. На небольших глубинах, в условиях низких температур на характер поверхности контакта существенное влияние, особенно в нефтяных залежах, могут оказывать капиллярные силы. В подобных же условиях обычно развиты тяжелые смолистые нефти, обладающие вязко-пластичными свойствами, и воды с низкой минерализацией ( $\gamma_w \approx 1,000$ ). Казалось бы, вследствие большого удельного веса залежи этой нефти должны наиболее резко реагировать на гидравлическую обстановку, так как коэффициент «усиления»  $\frac{\gamma_w}{\gamma_w - \gamma_n}$  в этом случае имеет большую величину. Однако существование начального градиента сдвига в таких нефтях резко снижает влияние гидравлического фактора, по усиливает роль тектонического и особенно неотектонического. Необходимо также учи-

тывать возможность экрашивания залежей нефти от подошвенных вод. Экраны могут возникать как в водонасыщенной части пласта за счет процессов вторичной цементации [Табасаранский, 1955; Аширов, 1961, 1962, 1965], так и в нефтенасыщенной части, в приконтактной зоне, при окислении нефти. Таким образом, в гипергенной зоне влияние гидравлического фактора на положение контакта в нефтяных залежах наиболее вероятно на начальных стадиях их существования, до приобретения нефтью явно выраженных вязко-пластичных свойств.

В отношении газовых залежей вопрос решается проще, поскольку ни капиллярные силы, ни окисление здесь особой роли не играют. Наклон контакта в них фиксируется достаточно отчетливо, несмотря на небольшое значение коэффициента «усиления». Возможно лишь влияние в зоне контакта литологической неоднородности и неравномерной трещиноватости, что необходимо учитывать при выяснении истинных причин наклона.

Поверхность контакта под действием изменения напора подошвенных вод не только наклоняется, но и деформируется. Происходит это из-за изменения градиента напора в пределах залежи. На отдельных участках градиент и, соответственно, наклон контакта оказывается больше, на других — меньше. Наибольшую степень деформации следует ожидать в залежах крупных размеров, приуроченных к пластам относительно небольшой мощности и ширины, когда эти залежи перекрывают существенную часть фильтрующего сечения пласта и тем самым оказывают влияние на распределение градиентов напора. Среди месторождений СССР наклон контакта наиболее резко выражен в газовых залежах хадумского горизонта на Ставропольском своде, где он достигает 10' [Корценштейн, 1960]. Здесь же установлено изменение наклона контакта по потоку вод в пределах единой залежи (Тахта-Кугульгинская залежь).

Для начала ремиграции необходимо, чтобы ощущенная часть контакта оказалась ниже замыкающей изогинсы в той части ловушки, куда наклонен контакт. Положение точки высачивания может, таким образом, не совпадать с положением этой точки при горизонтальном расположении контакта и полном заполнении ловушки. Отметку ее уместно называть отметкой гидравлического замка ловушки. Если контакт наклонен в сторону гипсометрического замка ловушки, то отметка его является одновременно и отметкой гидравлического замка.

Полная ремиграция нефти или газа из ловушки теоретически возможна тогда, когда угол наклона контакта превысит угол наклона согласно падающего крыла структуры. Поскольку наклон газоводяного контакта при прочих равных условиях в несколько раз меньше нефтеводяного, то газовые залежи могут сохраняться в более пологих структурах, чем нефтяные. Анализ распределения нефтяных и газовых залежей в зависимости от амплитуд структур на молодых плитах СССР как будто подтверждает такой вывод. Залежи нефти в этих регионах не встречены в ловушках с амплитудой менее 20 м [Лазарев, 1968].

Связь между наклоном контакта и величиной градиента напора позволяет дифференцировать ловушки по степени возможной сохранности в них залежей. Подобный прогноз был сделан А. А. Карцевым и С. Б. Вагиным [1963] для отдельных районов Северного Предкавказья. Хотя такой прогноз с теоретических позиций является достаточно обоснованным, необходимо все же проявлять известную осторожность. Строение природных водонапорных систем оказывается, как правило, более сложным, чем мы себе представляем, и поэтому возможны существенные отклонения. Так, в зонах высоких градиентов напора известны газовые месторождения с горизонтальным контактом (Майкопское в Западном Предкавказье, Адамташ в Средней Азии).

Не установлен гидравлический наклон контакта и в большинстве залежей газа других нефтегазоносных районов СССР. В целом же залежи с наклонным контактом составляют в СССР лишь единицы процентов от их общего количества [Газовые месторождения СССР, 1968; Геология нефти, 1968]. Более часты наклоны в нефтяных залежах, что, возможно, отражает влияние гидравлического фактора. Однако в отношении нефтяных залежей ситуация оказывается более сложной, поскольку известны случаи наклона контакта в сторону, противоположную падению напоров [Аширов, 1961]. В этих залежах достоверно установленные гидравлические наклоны существенной величины (более 20–30°) еще более редки. Совсем редки случаи, когда при наклоне контакта достигнут гидравлический змок и происходит утечка нефти или газа. По-видимому, наиболее близкая к этому положению ситуация существует в настоящее время в хадумских газовых залежах Ставропольского свода. Однако и здесь, как и в большинстве других залежей с наклонными контактами, в этом вопросе нет полной ясности из-за слабой разведанности контурной области.

Возможность образования новой залежи при ремиграции из-за наклона контакта в значительной степени должна определяться шириной зоны высасывания. Чем она шире и чем шире фронт нефти или газа при дальнейшем движении, тем большие будут их потери на остаточную насыщенность. Большое значение в этом отношении имеет и расстояние до ближайшей ловушки. Поэтому чем уже зона высасывания (периклиналь, структурный нос) и чем ближе расположена соседняя ловушка на пути ремиграции, тем более вероятно образование вторичной залежи при этом процессе.

Наклон контакта может вызвать и вертикальную миграцию из одного горизонта в другой, если склон структуры, в сторону которого наклонен контакт, окажется осложненным какой-либо вертикальной проводящей зоной (разрывом, флексурой, трещиноватостью). Такая зона может являться локальной областью разгрузки воды и создавать предпосылки для увеличения градиентов напора, т. е. способствовать наклону контакта и ремиграции. Положение зоны высасывания в этом случае будет определяться местом пересечения проводящей зоны с кровлей продуктивного горизонта. Очевидно, чем ближе эта зона будет расположена к контуру залежи при гори-

зонтальном положении контакта, тем меньший его наклон потребуется для начала вертикальной ремиграции.

Изложенное выше не дает оснований сомневаться в возможном влиянии гидравлического фактора на механическое разрушение залежей нефти и газа. Но геологическое строение и современная гидродинамическая обстановка в большинстве нефтегазоносных бассейнов СССР таковы, что не дают ярких примеров для подтверждения проявления подобного механизма разрушения или переформирования залежей. Наиболее четкие проявления гидравлических наклонов контактов (до 6°) установлены на месторождениях Северной Америки [Рассел, 1951; Hubbert, 1953, Леворсен, 1970 и др.].

Представляет интерес также природа отмечаемого на многих месторождениях возрастания количества смол и асфальтенов книзу, к ВНК.\*

Дифференциация состава нефти в поле гравитации может принципиально происходить несколькими путями порознь или одновременно: 1) гравитационная конвекция; 2) диффузионное разделение; 3) фильтрационно-сорбционное разделение.

Рассмотрим, как могут проявиться эти механизмы в условиях регионального геологического разреза.

**Гравитационная конвекция.** Если многокомпонентная система является просто механической смесью, как, например, суспензия, то в ней происходит осаждение частиц взвеси, лишь если они достаточно велики. В противном случае броуновское движение препятствует осаждению. А. Г. Пасынский [1968] приводит следующую таблицу (табл. VII.1).

ТАБЛИЦА VII.1  
Соотношение броуновского движения  
и оседание частиц серебра (по Бертону)

Диаметр частиц, мкм	Расстояние, проходимое за 1 сек, мкм	
	Броуновское движение	Оседание
1 000	10 000	67,6
10 000	3 162	6 760
100 000	1 000	676 000

Из таблицы видно, что частицы серебра мельче примерно 0,7—0,9 мкм не могут осесть. Скорость оседания зависит и от разности удельных весов частиц суспензии и среды. Для серебра и воды это  $11 - 1 = 10 \text{ г/см}^3$ , для смол и асфальтенов в нефти эта разница составляет примерно  $0,5 \text{ г/см}^3$ , т. е. в двадцать раз меньше. Соответственно, размер частиц, которые уже не смогут оседать, увеличится примерно в 20 раз и будет 14—18 мкм. При этом нужно иметь в виду,

\* Несколько абзацев, посвященных этому вопросу, написаны А. Е. Гуревичем.

что молекулы смол и асфальтенов имеют размеры около  $10-20 \text{ \AA}$ , т. е.  $10 \cdot 10^{-4}-20 \cdot 10^{-4} \text{ мкм}$ , а размер поровых каналов редко превышает  $20-25 \text{ мкм}$  в хорошо проницаемых песчаниках. Это значит, что молекулы смол и асфальтенов оседать не могут, а способные к осаждению агрегаты молекул будут шире поровых каналов.

Если же смолы и асфальтены находятся в нефти в виде истинного или коллоидного раствора, то дифференциация тем более не будет иметь места. Тем самым, гравитационное разделение нефти и скопление таким путем смол и асфальтенов в нижней части залежи невозможно.

**Диффузионное разделение.** На вертикальное разделение нефти, как многокомпонентной смеси, будут действовать градиенты давления, температуры и концентрации. Действие градиентов температуры и давления в геологических условиях можно сравнить косвенным способом. Объем единицы массы жидкости и его изменения являются функциями от скорости и длины свободного пробега молекул, а тем самым от давления и температуры. Таким образом, интенсивность и направление диффузии косвенно могут быть оценены по изменению удельного веса. Как широко известно, при одной и той же минерализации воды ее удельный вес падает с глубиной, т. е. действие температуры преобладает над действием давления. Отсюда характер диффузии будет определяться направлением градиента температуры. При термодиффузионном разделении тяжелые и крупные молекулы движутся в сторону падения температуры, а мелкие и легкие — в сторону ее роста. В соответствии с этим смолы и асфальтены должны испытывать смещение в верхнюю часть залежи. Возникающий же при этом градиент концентраций будет действовать в сторону выравнивания содержаний смол и асфальтенов во всем объеме залежи. Таким образом, и за счет диффузии невозможно скопление смол и асфальтенов в области ВНК.

**Фильтрационно-сорбционное разделение.** При фильтрационном перетоке нефти часть смол и асфальтенов может теряться ею за счет сорбции на поверхностях минеральных зерен. Однако этот механизм не может создать вертикальную зональность концентраций смол и асфальтенов. Прежде всего, при повышенных температурах (более  $60-70^\circ \text{ С}$ ) сорбционные емкости минеральных поверхностей резко падают и не в состоянии обеспечить таких существенных изменений концентрации смолистых веществ по высоте залежи. Кроме того, подобная вертикальная зональность (при прочих благоприятных условиях) может формироваться лишь при перетоке только через площадь ВНК и притом равномерно по площади, чего явно не может быть. Если же предположить фильтрацию через всю площадь внутри контура залежи, то естественно ожидать, учитывая градиент концентрации смол и асфальтенов в залежи, весьма существенного увеличения их содержания в оставшейся части расформировывающейся залежи нижележащего горизонта, чего на практике мы не видим. Наконец, наиболее реален переток нефти не равномерно по всей поверхности, а вверх по трещинам и затем вдоль напластования уже по поровому пространству. Таким образом, дифференциация содер-

жания полярных компонентов в нефти внутри залежи, вызванная процессами перетока, должна наблюдаться не в вертикальном направлении, а вдоль пласта.

При этом латеральное изменение концентрации смол и асфальтенов будет как в случае перетока смолистых нефтей, так и в случае последующего подтока более легкой нефти и внедрения в старую залежь. Именно такого характера латеральные изменения концентраций и фиксируются в нефтяных залежах.

Таким образом, наиболее реальным объяснением утяжеления нефти вблизи ВНК остается ее изменение в сторону укрупнения и усложнения структур молекул, а также самого их состава под влиянием и за счет минеральной части подземных вод, т. е. гипергенных изменений.

**Вертикальная ремиграция нефти и газа из залежей.** Предпосылки для этого процесса (пути движения, расстояние возможного перемещения, интенсивность миграции) определяются в первую очередь геологическим фактором. Однако в определенных условиях существенное, а порой и доминирующее влияние может оказывать гидрогеологическая обстановка.

Вертикальный переток через покрышку, как известно, возможен в том случае, когда избыточное давление, максимальное по величине в наиболее удаленной по вертикали от контакта части залежи, превысит величину капиллярного давления в порах или трещинах покрышки, заполненных поровой водой, плюс избыточный напор пластовой воды вышележащего горизонта по отношению к нижележащему, в котором заключена залежь. Таким образом, рассматриваемый вопрос требует анализа условий проявления капиллярных сил и соотношения напоров вод по разрезу. Влияние соотношения напоров на вертикальную миграцию без учета капиллярных сил рассмотрено Н. М. Кругликовым [Наливкин и др., 1965] и Б. В. Озлиным [1965].

Н. М. Кругликов ввел понятие о гидравлической покрышке, под которой понимается превышение напора верхнего горизонта над нижним. Такая покрышка может существовать лишь в совокупности с литологической покрышкой. Она усиливает экранирующие свойства последней и препятствует вертикальной миграции нефти и газа при нарушении ее герметичности (капиллярный прорыв, появление трещин). Превышение напора верхних горизонтов над нижними — достаточно широко распространенное явление. Оно известно в отдельных районах Западной Сибири, Северного Предкавказья, Волго-Уральской области, Бухаро-Хивинской провинции и поэтому заслуживает внимания.

Вопрос о вертикальных перетоках с учетом капиллярных сил рассмотрен В. П. Савченко [1958] и А. Е. Гуревичем [1969а]. Последний подошел к анализу явления с более общих позиций и учел одновременное влияние вертикального градиента напора пластовых вод.

Характер вертикального перетока через покрышки зависит от размеров каналов (пор, трещин), по которым происходит движение,

и условий их возникновения и развития. При большой раскрытии трещин (видимо, более 1–2 мм), когда их проницаемость велика и, следовательно, скорость движения по ним значительна, может происходить отрыв отдельных капель нефти и пузырьков газа от их сплошной массы, поступающей в трещину, и их всплытие. Для всплытия необходимы следующие условия.

1. Трещина должна быть заполнена водой, что над нефтяной или газовой залежью возможно лишь при зарождении трещины в кровле покрышки и дальнейшем ее распространении вниз

2. Скорость подтока к трещине снизу должна быть меньше скорости всплытия капель.

3. Необходимо соблюдение неравенства

$$P_1 - \gamma_{h(r)} h > P_2 + \gamma_b m, \quad (VII.1)$$

где  $P_1$  — давление на водо-нефтяном (газовом) контакте залежи;  $h$  — высота залежи под трещиной;  $\gamma_{h(r)}$  и  $\gamma_b$  — удельный вес соответственно нефти (газа) и воды;  $P_2$  — давление на подошве выше лежащего коллектора;  $m$  — мощность покрышки. Капиллярными силами из-за ничтожной их величины в данном случае можно пренебречь.

При меньшей раскрытии трещин фильтрующие их возможности будут меньше, и отрыв капель окажется невозможным\*. Вертикальное перемещение нефти (газа) будет происходить сплошным фронтом при соблюдении вышеприведенного неравенства. Влияние соотношения напоров ( $P_1$  и  $P_2$ ) в этом случае существенно, но, чтобы переток был невозможен, избыточный напор верхнего горизонта должен быть больше величины  $\gamma_{h(r)} (h + m)$ , т. е. должно соблюдаться неравенство

$$P_2 > P_1 - \gamma_{h(r)} (h + m). \quad (VII.2)$$

При еще меньшей раскрытии трещин и диаметре поровых каналов менее 0,001 мм капиллярные силы уже достаточно велики и могут оказывать существенное влияние на переток нефти и газа. Так, при ширине трещины 0,001 мм капиллярное давление при величине поверхностного натяжения нефти на границе с водой 20 дин/см достигает 0,2 ат. Это значит, что при равенстве напоров в смежных горизонтах и величине  $\gamma_b - \gamma_h = 0,2$  переток нефти вверх будет возможен лишь при высоте залежи более 10 м. При существовании в верхнем горизонте избыточного напора всего 0,2 ат высота залежи должна быть уже в 2 раза больше и т. п. В глинистых породах, слагающих покрышки залежей, размер преобладающих поровых каналов составляет 0,01–0,1 мкм [Ханин, 1969].

Давление капиллярного прорыва через поры в таких породах достигает десятков атмосфер, и при высоте залежей даже в несколько сотен метров они могут пропускать через себя нефть или газ только по трещинам достаточной раскрытии. Величина избыточного давле-

\* Вопрос о величине раскрытия трещин, выше которой возможен отрыв капель, требует специального изучения.

ния в подобных залежах может достигать нескольких атмосфер для нефти и нескольких десятков (до 100) атмосфер — для газа. Аналогичные по величине различия в напоре смежных водоносных горизонтов или комплексов редки, а в десятки атмосфер вообще нереальны. Поэтому влияние гидравлического фактора на вертикальную миграцию нефти или газа из высоких залежей несущественно. В залежах относительно небольшой высоты (до 100 м) влияние избыточного напора наиболее ощутимо в отношении нефти. Так как избыточное давление в нефтяных залежах относительно невелико ( $0,2-0,3 \text{ atm}$  на 10 м высоты), то даже незначительное, всего на 5—10 м, превышение напора в верхнем горизонте может существенно ограничить возможность вертикального перетока. В этой связи нужно отметить, что величина вертикального градиента напора около 0,1 часто встречается в нефтегазоносных бассейнах.

Следует обратить внимание на то, что процесс вертикального перетока нефти (газа) может привести к появлению или существенному возрастанию избыточного давления (напора) в верхнем горизонте, если отток воды из него затруднен. В этом случае создается наведенная, ложная гидравлическая покрышка, максимальная величина которой, очевидно, всегда будет несколько меньше избыточного давления в водовой части нижней залежи. Такая ложная гидравлическая покрышка существует в туронских отложениях крупнейшего Заполярного газового месторождения на севере Западной Сибири, где величина избыточного наведенного давления достигает  $12 \text{ atm}$ . В нижележащей основной залежи высотой 228 м максимальное избыточное давление равно  $21 \text{ atm}$ , что при мощности покрышки, разделяющей эти залежи, 40 м определяет величину вертикального градиента давления  $0,12 \text{ atm/m}$ .

Величина давления капиллярного прорыва зависит не только от диаметра поровых каналов, но и от поверхностного натяжения на границе нефть (газ) — поровая вода. Величина последнего в существенной степени определяется составом воды и ее температурой. Она минимальна в слабоминерализованных щелочных водах и снижается при повышении температуры. У газа поверхностное натяжение на границе с водой, как правило, выше, чем у нефти. Все это необходимо учитывать при анализе условий капиллярного прорыва. Определенное влияние на этот процесс оказывает, видимо, и гидрофобизация поверхностей при движении нефти по капиллярам, приводящая к уменьшению капиллярного давления, а в пределе — к изменению на противоположное направления действия капиллярных сил. Особенно сильно ее влияние при низких температурах ( $30^\circ \text{ C}$  и менее). Поэтому повторные прорывы нефти через поры и мелкие трещины покрышек должны происходить при меньших давлениях, чем первоначальные. Однако влияние гидрофобизации в сторону снижения капиллярного давления возможно лишь в определенных пределах, ибо последняя возникает в результате адсорбции из нефти различных, в первую очередь полярных, компонентов. Эти компоненты, задерживаясь на поверхности капиллярных каналов, сужают их фильтрующее сечение, что вновь увеличивает

капиллярные силы. В отдельных случаях, видимо, возможна почти полная закупорка каналов. Происходит она при градиентах давления меньших, чем сопротивление сдвигу адсорбционной пленки и нефти в центральных частях пор [Гуревич, 1969а].

Влияние соотношения напоров по разрезу нефтегазоносных бассейнов на вертикальное распределение в них залежей нефти и газа, по существу, еще очень мало исследовано. Тем не менее имеющиеся немногочисленные работы по этому вопросу [Озолин, 1965; Кругликов, 1965; Иванова, 1968] показывают, что он заслуживает большего внимания.

**Диффузия газов и вынос их подземными водами.** Диффузия газов, особенно метана, происходит из всех видов нефтегазовых скоплений — газовых, газоконденсатных, нефтяных и газо-нефтяных залежей. Нефтяные залежи при этом не разрушаются, а лишь дегазируются. Но есть основания предполагать, что при этом происходят и какие-то внутренние превращения нефти, проявляющиеся, в частности, в увеличении их удельного веса как в пластовых, так и в поверхностных условиях. Тесная связь между последним параметром и содержанием газа в нефти (газовым фактором) общеизвестна. Эта зависимость очень часто наблюдается в нефтяных залежах, газовый фактор в которых снижается от свода к контуру нефтеносности. В газонефтяных залежах пластовая дегазация нефти может, по-видимому, приводить к полному растворению газовой шапки.

Диффузия газа из залежей происходит при наличии необходимых условий (градиента упругости, диффузионной проницаемости) как в окружающие залежь пластовые воды (подошвенные и контурные), так и в воды вышележащих горизонтов.

Диффузия газа вверх может иметь существенные масштабы лишь при достаточно большой диффузионной проницаемости покрышки ( $D = n \cdot 10^{-6} \div n \cdot 10^{-7} \text{ см}^2/\text{сек}$ ), малой ее мощности и постоянном поддерживаемой низкой концентрации газа, близкой к нулевой, в водоносном горизонте, залегающем непосредственно над покрышкой. Последнее возможно лишь при большой скорости движения воды, когда весь поступающий диффузионно газ выносится за пределы контура нефтегазоносности. Подобные условия создаются лишь в зоне интенсивного водообмена. Поэтому газовые залежи на небольших глубинах встречаются очень редко и существуют недолго. Оценка диффузионных потерь из залежей, расположенных на различных глубинах, впервые сделана В. А. Соколовым [1956]. Расчеты проведены, исходя из установленного характера процесса. При этом фактически принято, что градиент упругости газа, под действием которого происходит диффузия, численно равен вертикальному градиенту давления пресных вод ( $0,1 \text{ atm/m}$ ). Это значит, что по всему разрезу должно соблюдаться постоянство отношения  $\frac{p_{\text{нас}}}{p_{\text{пл}}} = 1$ , где  $p_{\text{нас}}$  — давление насыщения (упругость) растворенного в воде газа;  $P_{\text{пл}}$  — пластовое давление.

Равновесное состояние в процессе диффузии через породы достигается очень медленно. При мощности осадочного чехла 1—2 км

на достижение стационарного состояния, в понимании В. А. Соколова, требуются десятки и сотни миллионов лет. Однако это время существенно сокращается, если по пути диффузионного потока имеются дополнительные источники газа. Таким источником может быть рассеянное ОВ, содержание которого 1—2% при начальных степенях метаморфизма буроугольной стадии достаточно для полного насыщения воды и сорбционной емкости пород. Существенное влияние может оказаться также вертикальная фильтрация вод, возникающая при уплотнении глинистых отложений. Таким образом, при обычном, кларковом содержании органического вещества (около 1%) равновесное состояние должно устанавливаться быстро, а диффузионное рассеивание газа, особенно в глубоко залегающих горизонтах, резко сокращается. Однако полного его прекращения наблюдаться не должно, поскольку латеральное перемещение пластовых вод всегда будет в той или иной мере нарушать равновесие. Кроме того, и содержание ОВ в породах, создающее предпосылки для равновесия, далеко не равномерно и не всегда достигает кларкового. Возможно также бактериальное и абиогенное уничтожение углеводородных газов.

Таким образом, расчеты В. А. Соколова [1956, 1965] и им подобные требуют уточнения. По-видимому, действительные потери газа из глубокозалегающих залежей (более 500—1000 м) существенно меньше до сих пор считавшихся. Однако достаточно точно они оценены быть не могут из-за отсутствия сведений о диффузионной проницаемости в пластовых условиях пород, слагающих покрышки.

Относительно более точно можно оценить масштабы диффузии в подошвенные и контурные воды. Имеющиеся по этому вопросу опубликованные работы [Соколов, 1956, 1965; Аптонов, 1963] позволяют рассчитать дальность такой диффузии, причем для оценки ее максимальной величины могут быть использованы коэффициенты диффузии в чистой воде. Последние, в свою очередь, при известной пористости коллекторов, дают возможность получать соответствующие коэффициенты для водонасыщенных пород. Для ориентировочных расчетов можно принять, что  $D_{\text{н}} = mD_{\text{в}}$ , где  $D_{\text{н}}$  и  $D_{\text{в}}$  — коэффициенты диффузии основного газового компонента залежи, соответственно, в водонасыщенной породе и чистой воде;  $m$  — пористость породы.

Величина потерь газа в рассматриваемом случае существенно зависит от подвижности контурных вод. Поэтому следует рассмотреть две задачи: диффузию в неподвижные воды и диффузию в воды, движущиеся с какой-либо заданной скоростью. Для упрощения расчетов примем, что концентрация (упругость) газа на контакте газ (нефть) — вода остается постоянной, а подошва коллектора диффузионно непроницаема.

Объем диффундирующего газа складывается из газа, попадающего в подошвенные и контурные воды. При обычных мощностях продуктивных горизонтов в несколько десятков метров и отсутствии движения воды можно считать, что подошвенные воды быстро

насыщаются газом. Объем растворившегося в них газа при малых углах наклона крыльев ловушки может быть оценен по формуле

$$V_{\text{пп}} = Shm\beta (p_k - p_\phi), \quad (\text{VII.3})$$

где  $S$  — площадь контакта,  $\text{м}^2$ ;  $h$  — мощность горизонта,  $\text{м}$ ;  $m$  — пористость слагающих его коллекторов;  $\beta$  — коэффициент растворимости газа,  $\text{м}^3/\text{м}^3$ ;  $p_k$  — давление насыщения воды газом на контакте,  $\text{атм}$ ; для газовых залежей и газонасыщенных нефти  $p_k$  равно пластовому давлению на контакте;  $p_\phi$  — фоновое давление насыщения вод,  $\text{атм}$ . Изменением сорбционной емкости пород за счет возрастания температуры и давления, воздействие которых на сорбцию противоположно [Соколов, 1956], можно пренебречь.

Эта формула несколько завышает объем подошвенных вод ( $Shm$ ), а следовательно, и газа, поскольку объем тела, фактически заполненного этими водами, меньше объема цилиндра с плоскими основаниями, размеры которого использованы в формуле (VII.3). Но это завышение невелико и допускаемая при этом относительная ошибка тем меньше, чем больше мощность горизонта. Однако в случае пластовой водяной залежи, когда площадь контакта имеет форму кольца шириной  $\frac{h}{\sin \alpha}$  ( $h$  — мощность горизонта,  $\alpha$  — средний угол его наклона), расчет следует вести по более точной, но также приблизительной формуле

$$\begin{aligned} V_{\text{пп}} &= l \frac{h}{2 \sin \alpha} \cdot \frac{h}{\cos \alpha} m\beta (p_k - p_\phi) = \\ &= l \frac{h^2}{\sin 2\alpha} m\beta (p_k - p_\phi), \end{aligned} \quad (\text{VII.4})$$

где  $l$  — периметр залежи (длина внешнего контура).

Оценим порядок возможных величин. Пусть  $S = 100 \text{ км}^2 = 10^8 \text{ м}^2$ ,  $h = 100 \text{ м}$ ,  $m = 0,2$ ,  $\beta = 0,01 \text{ м}^3/\text{м}^3 \cdot \text{атм}$ ,  $p_k = 200 \text{ атм}$ ,  $p_\phi = 100 \text{ атм}$ ; залежь в плане имеет круглую форму. Тогда в соответствии с формулой (VII.3).

$$V_{\text{пп}} = 10^8 \cdot 10^2 \cdot 0,2 \cdot 0,001 \cdot 10^2 = 2 \cdot 10^9 \text{ м}^3.$$

Как видно из формул (VII.3) и (VII.4), величина потерь газа на диффузию в подошвенные воды весьма существенно зависит от площади контакта и мощности горизонта. Если залежь не водоплавающая, как в рассмотренном выше примере, то площадь контакта будет в несколько раз меньше. Пусть  $S = 50 \text{ км}^2 = 5 \cdot 10^7 \text{ м}^2$  и  $h = 10 \text{ м}$ , тогда

$$S = 5 \cdot 10^7 \cdot 10 \cdot 0,2 \cdot 0,01 \cdot 10^2 = 10^8 \text{ м}^3.$$

В этом случае, более типичном для природных условий потерь оказываются значительно меньшими. Подсчет их по более точной формуле (VII.4) показывает, что при  $\alpha = 1^\circ$  и  $l = 2\pi \sqrt{\frac{S_3}{\pi}} = 3,6 \times$

$\times 10^4$  м, где  $S_3$  — площадь круговой залежи ( $м^2$ ), объем ушедшего газа составит

$$V_{\text{н.}} = 3,6 \cdot 10^4 \frac{10^2}{0,034} 0,2 \cdot 0,01 \cdot 10^2 = 2,1 \cdot 10^7 \text{ м}^3.$$

Как видим, потери газа оказываются весьма незначительными и ориентировочно не превышают 0,05% от объема залежи, который в рассматриваемом случае примерно может быть принят равным

$$S_3 h m p_k = 10^8 \cdot 10 \cdot 0,2 \cdot 2,0 \cdot 10^2 = 4 \cdot 10^{10} \text{ м}^3.$$

При большей мощности горизонта  $h$  потери пропорционально возрастают, но даже при  $h = 1000$  м они не превысят 5% объема залежи.

Если разность  $p_h - p_k$  возникает вследствие погружения и, следовательно, сжатия газовой залежи, то потери газа залежью будут больше за счет образования по контуру зоны с остаточной газонасыщенностью. Объем свободного газа в этой зоне может быть определен по изменению объема залежи и величине остаточной газонасыщенности. Если  $V_3$  — объем залежи в пластовых условиях до погружения, а  $P_h$  и  $P_k$  — давление в залежи соответственно до и после погружения, то объем зоны пласта с остаточной газонасыщенностью \*

$$V_{\text{ост}} = \left( V_3 - V_3 \frac{P_h}{P_k} \right) : m = \frac{V_3}{m} \left( 1 - \frac{P_h}{P_k} \right). \quad (\text{VII.5})$$

При величине остаточной газонасыщенности  $\varphi m$ , где  $\varphi < 0,1$ , объем газа в зоне

$$V_{\text{ост}}^r = V_{\text{ост}} \varphi m = \frac{V_3 \varphi m}{m} \left( 1 - \frac{P_h}{P_k} \right) = \varphi V_3 \left( 1 - \frac{P_h}{P_k} \right). \quad (\text{VII.6})$$

Изменение давления в пределах зоны остаточной газонасыщенности от  $P_h$  до  $P_k$  приведет в конечном счете к изменению этого коэффициента от  $\varphi$  на контакте после погружения до  $\varphi \frac{P_h}{P_k}$  на уровне контакта до погружения.

Средний коэффициент газонасыщенности зоны при давлении  $P_k$  составит  $\frac{\varphi + \varphi \frac{P_h}{P_k}}{2} = \frac{\varphi}{2} \left( 1 + \frac{P_h}{P_k} \right)$ . Объем оставшегося в ней газа при давлении  $P_k$  выразится формулой

$$V_{\text{ост}}^r = V_3 \frac{\varphi}{2} \left[ 1 - \left( \frac{P_h}{P_k} \right)^2 \right]. \quad (\text{VII.7})$$

Этот объем газа в процентах от объема залежи до погружения, т. е., по существу, потери газа на остаточную газонасыщенность, составит

$$N = \frac{V_{\text{ост}}^r \frac{P_h}{P_k}}{V_3} \cdot 100 = \frac{V_3 \frac{\varphi}{2} \left[ 1 - \left( \frac{P_h}{P_k} \right)^2 \right] \frac{P_k}{P_h}}{V_3} \cdot 100 = \frac{\varphi P_k}{2 P_h} \left[ 1 - \left( \frac{P_h}{P_k} \right)^2 \right] \cdot 100. \quad (\text{VII.8})$$

\* Влиянием изменения температуры и коэффициентом сжимаемости пренебрегаем.

Если принять, что  $\phi = 0,1$  (10%),  $P_h = 100$  атм,  $P_k = 200$  атм, то  $N = \frac{0,1 \cdot 200}{2 \cdot 100} \left[ 1 - \left( \frac{100}{200} \right)^2 \right] \cdot 100 = 7,5\%$ .

Таким образом, потери газа на остаточную газонасыщенность при сжатии газовых залежей существенно превышают количество газа, которое могло бы раствориться в подошвенных водах путем диффузии. Однако в рассматриваемых условиях учет этих диффузионных потерь теряет смысл, так как сам процесс диффузии будет протекать не за счет газа залежи, а путем растворения газа зоны остаточного газонасыщения, которая в данном случае будет являться своеобразным экраном, буфером, защищающим залежь от рассеивания. Поскольку диффузионные потери газа в подошвенные воды не превышают, в соответствии с приведенными выше расчетами, единиц процентов от объема залежи даже при самых неблагоприятных условиях, то свободного газа буферной зоны остаточного газонасыщения будет для этого вполне достаточно.

Теперь оценим величину диффузионных потерь газа в законтурные воды. Очевидно, масштабы этого процесса в первую очередь зависят от его продолжительности, коэффициента диффузии и растворяющей способности воды на контакте. В случае пластов ограниченной и постоянной мощности, для которых граница начала диффузии (контакт) может быть принята плоской и перпендикулярной к кровле пласта, количество газа, диффундирующего через единицу поверхности контакта в полностью дегазированные воды определяется по формуле П. Л. Антонова [1963]

$$Q = 2C_k \sqrt{\frac{Dt}{\pi}}, \quad (VII.9)$$

где  $Q$  — полное количество газа, продиффундированного из залежи в водонасыщенную породу,  $\text{см}^3/\text{см}^2$ ;  $C_k$  — приконтурная концентрация газа в воде,  $\text{см}^3/\text{см}^3$ ;  $D$  — коэффициент диффузии газа в водонасыщенной породе,  $\text{см}^2/\text{сек}$ ;  $t$  — время диффузии, сек.

Когда диффузия происходит в воды с некоторой фоновой концентрацией газа  $C_\phi$ , то в формуле (VII.9) величина  $C_k$  заменяется разностью  $C_k - C_\phi$ .

Величина концентрации  $C_k$  зависит от коэффициента растворимости  $\beta$  газа в воде (водонасыщенной породе) и давления в залежи ( $P$ ).  $C_k = \beta p$ , откуда, например, при  $P = 100$  атм и  $\beta = 0,009 \text{ см}^3/\text{см}^3 \cdot \text{атм}$   $C_k = 0,9 \text{ см}^3/\text{см}^3$ . Для этих значений  $P$  и  $\beta$  П. Л. Антоновым по формуле (VII.9) подсчитано количество диффундирующего метана в зависимости от времени при  $D = 3,3 \cdot 10^{-6} \text{ см}^2/\text{сек}$ : при  $t = 1$  млн. лет  $Q = 10 \cdot 10^3 \text{ см}^3/\text{см}^2$ , при  $t = 10$  млн. лет  $Q = 31 \cdot 6 \cdot 10^3 \text{ см}^3/\text{см}^2$  и при  $t = 100$  млн. лет  $Q = 100 \cdot 10^3 \text{ см}^3/\text{см}^2$ . При  $C_\phi = 0,5$  величина  $Q$  уменьшается соответственно вдвое и т. п.

Изменение давления  $P$  и коэффициента растворимости  $\beta$  также влияет на величину  $C_k$ , а следовательно, и  $Q$ . Однако это влияние невелико. В основном оно зависит от давления, т. е. от глубины. Но с глубиной возрастает температура и минерализация вод, существенно влияющие на  $\beta$  в сторону его уменьшения. Поэтому может

оказаться, например, что при увеличении давления вдвое (от 100 до 200 атм) величина  $\beta$  уменьшится в том же соотношении (с 0,02 до  $0,01 \text{ см}^3/\text{см}^3 \cdot \text{ат}$ ), в результате чего  $C_k$  окажется без изменения. Лишь при температуре выше  $80^\circ \text{ С}$ , что соответствует глубинам, превышающим, как правило, 2000—2500 м, давление и температура действуют односторонне, и величина общей растворимости метана может достигать  $4\text{—}6 \text{ см}^3/\text{см}^3$  и более. В подобных условиях диффузионные потери существенно возрастают.

Для пластовой скважинной залежи с периметром контура  $l$  (см) при мощности горизонта  $h$  (см) площадь, через которую происходит диффузия в законтурные воды, может быть принята равной примерно  $lh$  ( $\text{см}^2$ ). Например, для круговой залежи с радиусом  $r = 5 \text{ км}$  ( $5 \cdot 10^5 \text{ см}$ ), длина внешнего контура будет равна:  $l = 2\pi r = 3,1 \cdot 10^6 \text{ см}$ , а площадь диффузии при  $h = 10 \text{ м}$  ( $10^3 \text{ см}$ ) —  $3,1 \times 10^9 \text{ см}^2$ . Через такую площадь за 1 млн. лет может продиффундировать, в соответствии с ранее приведенными данными \*  $3,1 \cdot 10^{13} \text{ см}^3$ , или  $31 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ . За 10 млн. лет эти потери возрастают, соответственно, до  $100 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ , а за 100 млн. — до  $310 \cdot 10^6 \text{ м}^3$ . Таким образом, масштабы рассеивания газа в законтурные воды, не содержащие растворенного газа, из пластов небольшой мощности (до 10 м) на глубинах около 1000 м относительно невелики даже для давно (100 млн. лет) сформировавшихся залежей.

На больших глубинах, где величины  $C_k$  и  $Q$  возрастают в 4—6 раз и более, потери газа соответственно увеличиваются, но для залежей средних размеров, очевидно, не превысят нескольких миллиардов кубических метров за 100 млн. лет. Из этого можно сделать вывод о том, что заключение В. Н. Корценштейна [1961] о невозможности существования газовых залежей в условиях высоких температур (выше  $120^\circ \text{ С}$ ) имеет ограниченное приложение.

При большой мощности пластов, для которых газоотдающая поверхность не может быть принята перпендикулярной к кровле пласта, анализируемая задача существенно усложняется. Она должна рассматриваться совместно с диффузией в подошвенные воды, т. е. необходимо решение задачи о двухмерной, а в ряде случаев, и трехмерной диффузии. В общем виде она пока не нашла решения. Поэтому потери газа из залежей в пластах большой мощности не могут быть рассчитаны с той же точностью, как в пластах малой мощности. Однако их масштабы могут быть оценены, видимо, с некоторым завышением, если пользоваться рассмотренной выше расчетной схемой для маломощных пластов. Тогда удельные потери газа, т. е. потери, приходящиеся на единицу длины контура газоносности ( $\text{см}^3/\text{см}$ ), составят за 1 млн. лет —  $10 \cdot 10^3 h$ , за 10 млн. лет —  $31,6 \cdot 10^3 h$  и за 100 млн. лет —  $100 \cdot 10^3 h$ , где  $h$  — мощность горизонта, см. Для рассмотренной выше круговой залежи при  $h = 100 \text{ м}$  ( $10^5 \text{ см}$ ) общие

\* Используя формулу (VII.9) для конкретных залежей, контур которых обладает определенной кривизной, мы вносим в расчеты некоторую ошибку, которая тем больше, чем больше кривизна контура и длительнее процесс миграции. Для ориентировочных расчетов этой ошибкой можно пренебречь.

потери составят  $3,1 \cdot 10^9$ ,  $10 \cdot 10^9$  и  $31 \cdot 10^9 \text{ м}^3$  соответственно через 1, 10, 100 млн. лет. Масштабы рассеивания газа, как видим, могут быть существенными, и, следовательно, поставленная задача требует более строгого решения.

Еще более сложным оказывается решение вопроса о потерях в движущиеся подошвенные и контурные воды. При движении форма диффузационного ореола под залежью и вокруг нее существенно изменяется. Подошвенные воды уже не всегда будут предельно насыщены газом, а в законтурных водах дальность проникновения газа оказывается различной в различных частях контура. В лобовой части, т. е. со стороны движения вод, дальность диффузии минимальна, а при скорости движения вод, большей скорости диффузии, проникновение газа в законтурную область почти не происходит. В тыловой части дальность, наоборот, максимальна и она тем больше, чем большее скорость движения и степень насыщенности подошвенных вод. Очевидно, она будет наибольшей в том случае, когда подошвенные воды, двигаясь под залежью, успеют полностью насытиться газом. В боковых частях залежи, где воды движутся под различным углом к контуру, дальность проникновения газа по направлению их движения будет возрастать, и ширина диффузационного ореола достигнет своей максимальной величины где-то в тыловой части залежи.

Общий объем ореола диффузии и распределение в нем концентраций в настоящее время найдены быть не могут. Однако, если мы знаем скорость движения подошвенных вод, а значит, и время их пребывания под залежью (время контакта), то можем оценить и максимальную дальность проникновения газа вниз от контакта. Для этого воспользуемся формулой, полученной П. Л. Антоновым [1963] для определения дальности миграции газа в неподвижные воды. В нашем случае воды подвижны, но движение их направлено параллельно газоотдающей поверхности (контакту), и поэтому распределение концентрации газа в каком-либо вертикальном сечении, перпендикулярном к направлению движения воды и скользящем с такой же скоростью, будет аналогично статической обстановке. При этом в части такого сечения, совпадающей с центральной зоной залежи, где диффузия в законтурные воды практически отсутствует, аналогия будет полной. Таким образом, максимальная дальность диффузии, которая будет наблюдаться в центральной зоне залежи, в ее тыловой части, определится по формуле П. Л. Антонова

$$x = k \sqrt{Dt}, \quad (\text{VII.10})$$

где  $x$  — вертикальное расстояние от подошвы залежи, см;  $k$  — числовой коэффициент, принимающий различные значения в зависимости от величины отношения  $\frac{C_\Phi}{C_k}$ , где  $C_\Phi$  — концентрация газа на фронте диффузии; при  $\frac{C_\Phi}{C_k} = 0,001$   $k = 4,65$ , при  $\frac{C_\Phi}{C_k} = 0,5$   $k = 2,2$ ;  $D$  — коэффициент диффузии,  $\text{см}^2/\text{сек}$ ;  $t$  — продолжительность диффузии, сек.

Время  $t$  найдем, задавшись скоростью движения воды и длиной  $l$  газоводяного контакта вдоль направления движения. Результаты расчетов при  $D = 10^{-6} \text{ см}^2/\text{сек}$  отражены в табл. VII.2. Они позволяют, с одной стороны, оценить дальность диффузии и распределение концентрации в подошвенных водах в зависимости от размеров залежи, и в то же время проследить их изменение под залежью в функции расстояния до лобовой части контура газоносности. Последнее, в свою очередь, дает возможность оценить ориентировочно объем газа в подошвенных водах при неограниченной мощности пласта, если пренебречь диффузией газа из этих вод в контурную область. Эта оценка, таким образом, будет получена с некоторым завышением.

ТАБЛИЦА VII.2

Дальность диффузионного проникновения метана в подошвенные воды

$l, \text{ км}$	$u, \text{ см/год}$	$t, \text{ сек}$	$x, \text{ м}$	
			$\frac{C_\Phi}{C_\kappa} = 0,001$ $k = 4,65$	$\frac{C_\Phi}{C_\kappa} = 0,5$ $k = 2,20$
10	1	$3,16 \cdot 10^{13}$	258	122
	0,1	$3,16 \cdot 10^{14}$	828	385
	0,01	$3,16 \cdot 10^{15}$	2580	1220
1	1	$3,16 \cdot 10^{12}$	83	38,5
	0,1	$3,16 \cdot 10^{13}$	258	122
	0,01	$3,16 \cdot 10^{14}$	828	385
0,1	1	$3,16 \cdot 10^{11}$	25,8	12,2
	0,1	$3,16 \cdot 10^{12}$	83	38,5
	0,01	$3,16 \cdot 10^{13}$	258	122

Как видно из табл. (VII.2), уже на расстоянии 100 м от контура по пути движения вод со скоростью 1 см/год дальность проникновения газа под залежь составляет 25,8 м, а в пределах 12 м пласта, непосредственно прилегающих к подошве залежи, воды оказываются насыщенными более чем на 50%. На расстоянии 1 км эти цифры возрастают, соответственно, до 83 и 38,5 м. Следует отметить, что, по расчетам П. Л. Антонова [1963], при скорости движения воды 1 см/год встречной диффузии газа в контурную область практически не происходит. По крайней мере дальность ее при встречном потоке не превышает 10 м. Поэтому и в подошвенные воды газ в лобовой части контура газоносности сможет проникнуть лишь на ограничение расстояние, измеряемое единицами метров.

Количество газа, теряемое залежью в движущиеся подошвенные воды, может быть примерно оценено для пласта неограниченной мощности по формуле (VII.9). Наибольшее количество газа, очевидно, диффундирует через ту единичную площадь поверхности потока воды под залежью, которая наибольшее время контактирует с за-

лажью. Это время, как уже отмечалось, может быть выражено через  $l$  и  $u$ , а именно:  $t = \frac{l}{u}$ , где  $l$  — длина пути рассматриваемой единичной поверхности под залежью,  $u$  — скорость движения воды. Тогда формула (VII.9) примет вид

$$Q = 2C_k \sqrt{\frac{Dl}{\pi u}}. \quad (\text{VII.11})$$

Величина  $l$  будет максимальной вдоль потока в осевой части залежи. В направлении к боковым частям она будет уменьшаться вплоть до нуля. Например, для круговой залежи нетрудно показать, что  $l = 2\sqrt{R^2 - y^2}$ , где  $R$  — радиус залежи, а  $y$  — расстояние по нормали от оси залежи, направленной вдоль движения воды, до рассматриваемой единичной поверхности, скользящей вдоль контакта со скоростью  $u$ . При  $y = 0$   $l = 2R$ , а при  $y = R$   $l = 0$ . Тогда величина  $Q$  в функции расстояния от оси круговой залежи будет изменяться в соответствии с формулой

$$Q = 2C_k \sqrt{\frac{D}{\pi u} 2\sqrt{R^2 - y^2}}. \quad (\text{VII.12})$$

Количество газа, теряемого круговой залежью за единицу времени в подошвенные воды и выносимого за ее пределы со скоростью  $u$ , определится выражением

$$\begin{aligned} Q_g &= 2u \sum_{y=0}^{y=R} 2C_k \sqrt{\frac{2D}{\pi u} \sqrt{R^2 - y^2}} = \\ &= 4C_k \sqrt{\frac{2Du}{\pi}} \sum_{y=0}^{y=R} \sqrt[4]{R^2 - y^2}. \end{aligned} \quad (\text{VII.13})$$

При существовании некоторой фоновой концентрации  $C_\phi$  в формуле (VII.13)  $C_k$  заменяется разностью  $C_k - C_\phi$ .

Таким образом, даже для круговой залежи расчет потерь газа только в подошвенные воды оказывается сложным. При иной форме контура газоносности он усложняется в еще большей степени.

При относительно небольшой скорости движения вод, когда их перемещение за рассматриваемый период времени соизмеримо с длиной залежи, количество газа, выносимое за пределы контура газоносности, может оказаться соизмеримым с объемом газа в подошвенных водах. В этом случае содержание газа в подошвенных водах может быть приблизительно, без учета потерь в законтурные воды, подсчитано по формуле

$$Q_{\text{под}} = C_k F \sqrt{\frac{2D}{\pi u}}, \quad (\text{VII.14})$$

где  $F$  — площадь контакта круговой залежи.

Общее количество потеряного газа составит

$$Q_{\text{об}} = Q_{\text{д}} + Q_{\text{под}} = 4C_{\text{k}} \sqrt{\frac{2Du}{\pi}} \sum_{y=0}^{y=R} \sqrt[4]{R^2 - y^2} + C_{\text{k}} F \sqrt{\frac{2D}{\pi u}}. \quad (\text{VII.15})$$

Ориентировочные расчеты по формуле (VII.15) показывают, что из круговой залежи с радиусом 5 км при  $C_{\text{k}} = 0,9 \text{ см}^3/\text{см}^3$  ( $P = 100 \text{ atm}$ ) и скорости движения вод 1 см/год за 1 млн. лет выносится около 1,5 млрд.  $\text{м}^3$  газа. Скорость выноса газа, судя по формуле (VII.15), прямо пропорциональна величине  $\sqrt{u}$ . Поэтому при изменении скорости на порядок величина потерь изменяется лишь в 3,2 раза. Например, при  $u = 10 \text{ см/год}$  в рассмотренном выше случае потери возрастают лишь до 4,8 млрд.  $\text{м}^3$  за 1 млн. лет, а при  $u = 0,1 \text{ см/год}$  снижаются до 0,6 млрд.  $\text{м}^3$  за 1 млн. лет. Приблизительно таким же образом влияют размеры (радиус) залежи.

Таким образом, даже при большой мощности продуктивных толщ водоплавающие газовые залежи объемом 30—50 млрд.  $\text{м}^3$  могут полностью разрушаться движущимися подошвенными водами лишь за время, измеряемое десятками миллионов лет. В пластовых сводовых залежах с меньшей площадью газо-водяного контакта интенсивность разрушения должна быть еще ниже.

В целом же, если учесть диффузию газа в контурные воды, оценить которую мы сейчас не в состоянии, то скорость разрушения газовых залежей движущимися водами будет несколько выше указанной.

Вынос газа в пластах ограниченной мощности имеет меньшие масштабы. Оценить точно его объем в настоящее время не представляется возможным. Однако, если принять, что за время движения вода под залежью успевает полностью насытиться газом, то количество выносимого газа можно получить, умножив расход потока подошвенных вод на среднюю растворимость газа. Расход вод равен произведению  $bhmu$ , где  $b$  — ширина поверхности контакта в направлении, перпендикулярном к движению воды;  $h$  — мощность водонасыщенной части горизонта;  $u$  — скорость движения воды;  $m$  — эффективная пористость. Для водоплавающей залежи значение  $b$  равно ширине залежи. Средняя растворимость газа в подошвенных водах может быть найдена по формуле

$$C_{\text{ср}} = C_{\text{k}} + \frac{\beta \frac{h}{10}}{2}, \quad (\text{VII.16})$$

где  $C_{\text{k}}$  — растворимость газа в воде на контакте;  $\beta$  — коэффициент растворимости газа;  $h$  — средняя мощность водонасыщенной части горизонта. Если на контакте давление  $P$  (атм), то  $C_{\text{k}} = \beta P$  и  $C_{\text{ср}} = \beta \left( P + \frac{h}{20} \right)$ . При малом значении  $h$  можно принять, что  $C_{\text{ср}} = C_{\text{k}}$ . При региональном фоне содержания растворенного газа  $C_{\phi}$   $C_{\text{ср}} = \beta \left( p + \frac{h}{20} \right) - C_{\phi}$ .

Общее количество выносимого газа составит:

$$Q = bhmu \left[ \beta \left( p + \frac{h}{20} \right) - C_{\text{cp}} \right]. \quad (\text{VII.17})$$

Например, при  $b = 10 \text{ км}^2 (10^4 \text{ м}^2)$ ,  $h = 10 \text{ м}$ ,  $m = 0,2$ ,  $u = 1 \text{ см/год} (0,01 \text{ м/год})$ ,  $\beta = 0,01 \text{ м}^3/\text{м}^3 \cdot \text{атм}$ ,  $p = 100 \text{ атм}$  и  $C_{\text{ф}} = 0$  потери составят:  $Q = 10^4 \cdot 10 \cdot 0,2 \cdot 0,01 \cdot 0,01 \cdot 100,5 = 0,2 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{год}$ . За 1 млн. лет потери газа в подошвенные воды окажутся равными  $0,2 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ . При  $h = 100 \text{ м}$  потери возрастают, соответственно, до  $2 \times 10^9 \text{ м}^3/\text{млн. лет}$ . Существование фона ( $C_{\text{ф}} \neq 0$ ) может снизить эту цифру на 50% и более.

Таким образом, и в этом случае мы видим, что для уничтожения средних по величине залежей объемом 30—50 млрд.  $\text{м}^3$  при скорости движения вод в 1 см/год может потребоваться от нескольких десятков до сотен миллионов лет.

Все приведенные выше расчеты диффузионных потерь предполагали изотропность водоносного пласта в отношении диффузионной проницаемости. Фактически все пласти анизотропны, и скорость диффузии по напластованию, как правило, выше скорости поперек слоистости. Особенно велики эти различия при наличии прослоев плотных известковых или окремненных терригенных разностей пород, коэффициент диффузии для которых может быть на несколько порядков ниже. По-видимому, именно этим объясняется большой дефицит упругости газа в подошвенных водах ряда горизонтов Газлинского месторождения, в юрских отложениях Манышлака [Гуревич, 1969б], в основном горизонте Уренгойского гиганта Западной Сибири и в других районах, где на расстоянии всего в несколько десятков метров ниже подошвы залежи воды недонасыщены на 25—50% и более. Эти данные показывают, что с анизотропией необходимо считаться, и что подсчитанные выше объемы диффузионных потерь могут быть существенно ниже. И хотя в формуле (VII.15), оценивающей эти потери, коэффициент диффузии стоит под знаком квадратного корня, снижение его величины на два порядка сократит интенсивность рассеивания в 10 раз, т. е. сделает их практически несущественными.

Рассмотренные выше условия диффузии газа в подошвенные и контурные воды, залегающие в пластах различной мощности и движущиеся с различной скоростью, показывают, что оценка потерь газа может быть сделана лишь в некоторых частных случаях. Наиболее точной она будет для залежей, форма которых близка к круговой, при слабо изменяющейся и небольшой мощности продуктивного горизонта и неподвижных водах.

Процесс диффузии газа из нефтяных залежей имеет много общего с диффузией из газовых скоплений, особенно при наличии газовой шапки. Однако количественная его оценка затруднена в еще большей степени, поскольку концентрация газа на контакте в процессе рассеивания все время меняется. Кроме того, изменяется и состав газа вследствие различий коэффициентов диффузии отдельных компонентов нефтяного, как правило, жирного газа. Быстрее всего залежь будет покидать метан, обусловливая повышение жирности оста-

ющегося газа. Дальность проникновения гомологов метана будет сокращаться по мере роста их молекулярного веса. Например, для бутана она должна быть примерно в 1,5 раза меньше, чем для метана и т. п. Фактическое распределение газов как вокруг нефтяных, так и газовых залежей подтверждают это положение [Белякова, 1956; Никонов, 1968].

Диффузия газа из нефтяной залежи приводит к уменьшению его содержания в нефти в направлении от сводовой или наиболее приподнятой части ловушки к контуру. В этом направлении уменьшаются газовые факторы и снижается давление насыщения. Такое явление выявлено на многих месторождениях Волго-Уральской области [Геология нефти, 1968], Западной Сибири [Зимин, 1970], Северной Америки [Леворсен, 1970] и других нефтеносных районов. Оно лишний раз свидетельствует о том, что газовая шапка любого нефтяного месторождения недолговечна, и в то же время представляет дополнительный аргумент в пользу малой достоверности определения времени формирования нефтяных залежей по давлению насыщения.

## § VII.2. ХИМИЧЕСКОЕ РАЗРУШЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ

Химическое разрушение залежей происходит в основном за счет окислителей, содержащихся в подземных водах. Такими окислителями являются кислород и сульфаты в зоне идиогипергенеза и сульфаты — в зоне криптогипергенеза. Химическая сторона протекающих при этом процессов рассмотрена в работах ряда исследователей как с физико-химических, так и термодинамических позиций. Основные положения этих работ, а также гидрогеологические условия разрушения залежей рассмотрены и обобщены в трудах А. А. Каццева [1963, 1969, 1970].

Окисление углеводородов, входящих в состав нефти и газа, может быть полным и неполным. В первом случае, требующим большего количества окислителей, конечными продуктами преобразования являются  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , во втором — неуглеводородные кислородсодержащие компоненты, входящие в состав смол и асфальтенов. Окисление, происходящее за счет кислорода сульфатов в анаэробных условиях, сопровождается, как правило, осаждением нефтей. Оба эти процесса могут иметь как биохимический характер, т. е. протекать с участием специфических групп бактерий, так и abiогенный. Последний преобладает в условиях, когда развитие бактерий невозможно (температура выше  $80-90^\circ\text{C}$ , минерализация вод более 200 г/л и низкое рН), и в обстановках, когда вынос токсичных продуктов жизнедеятельности бактерий ( $\text{H}_2\text{S}$ ) затруднен.

Окисление сульфатами газовых залежей, преобладающим компонентом состава газа которых является метан, может протекать, как показывают термодинамические расчеты, только биохимическим путем. Окисление более сложных углеводородов нефтяных, нефтегазовых и, видимо, газоконденсатных залежей может идти в более

широком диапазоне условий, поскольку оно не лимитируется жизнедеятельностью бактерий.

Интенсивность разрушения зависит от ряда факторов, среди которых основными являются содержание окислителей в воде и их динамические запасы, т. е. скорость их привноса водой к залежи. Важное значение имеет также площадь ВНК (ГВК) и количество нефти (газа), приходящееся на единицу этой площади. В невысоких водоплавающих и пластовых скважинных залежах с малыми углами наклона крыльев ловушки интенсивность больше, чем в высоких залежах, приуроченных к структурам с крутыми крыльями.

Во многом на интенсивность разрушения влияет характер процесса химического преобразования углеводородов и глубина этого преобразования. Для полного окисления компонентов нефти и газа до  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  требуется большое количество кислорода — около 3  $m$  на 1  $m$  нефти. В водах же даже зоны идиогипергенеза количество его, обусловленное поступлением из атмосферы, не может превышать 10  $\text{мг/л}$  ( $10^{-5} \text{ м}^3/\text{м}^3$ ). Поэтому масштабы водообмена в подошвенной и контурной зонах залежи должны быть исключительно велики. Например, для полного уничтожения слоя нефти мощностью 1  $m$ , подстилаемого слоем воды такой же мощности, потребуется смена воды  $3 \cdot 10^5$  раз. При длине такого скопления нефти всего в 1  $\text{км}$  вода должна переместиться на 300 тыс.  $\text{км}$ . При скорости движения воды 10  $\text{м/год}$  подобное перемещение займет  $3 \cdot 10^7$  лет. Эти цифры показывают, что реальная возможность полного окисления нефти свободным кислородом существует далеко не всегда даже в зоне идиогипергенеза. Кроме того, необходимо иметь в виду, что процесс окисления начинается непосредственно лишь в зоне ВНК, где очень часто образуется слой тяжелой нефти или даже асфальтоподобного вещества, который резко ограничивает химическое влияние вод на весь объем нефти. Газовые залежи в рассматриваемых условиях разрушаются, видимо, быстрее, так как удельные запасы углеводородов в них меньше, а экранирующий слой не образуется.

Для оценки времени полного окисления газовых залежей растворенными в водах сульфатами А. А. Карцевым [1963] предложена формула

$$\tau_{ox} = 6K_{ox} \frac{Q_r}{uFm_{ox}}, \quad (\text{VII.18})$$

где  $u$  — скорость движения воды;  $F$  — площадь газо-водяного контакта;  $m_{ox}$  — содержание в воде сульфатов;  $Q_r$  — масса газа в залежи;  $K_{ox}$  — коэффициент, включающий константу скорости реакции и зависящий от термодинамических и микробиологических условий, формы залежи и относительного положения газо-водяного контакта, а также от некоторых других факторов; величина коэффициента меньше единицы.

Числовой коэффициент 6 заимствован у В. А. Соколова [1956], который подсчитал, что для окисления 1  $\text{г}$   $\text{CH}_4$  требуется 6  $\text{г}$  иона

$\text{SO}_4^{2-}$ , а для окисления 1 г  $\text{C}_{15}\text{H}_3$  (пентадекана) — углеводорода, который можно взять в качестве среднего представителя компонентов нефти, потребуется 0,5 г  $\text{SO}_4^{2-}$ . Таким образом, в случае нефтяной залежи в формуле (VII.18) должен стоять коэффициент 0,5. Подсчитанное по этой формуле время полного окисления газовой залежи с объемом 10 млрд.  $\text{m}^3$  и нефтяной залежи с запасами 10 млн.  $t$  составило от 6 тыс. до 60 млрд. лет для первой и от 500 до 5 млрд. лет — для второй. При расчете было принято, что содержание сульфатов изменяется от 0,001 до 10 г/л, а скорость движения воды — от 0,01 до 10  $\text{m}/\text{год}$ . Эти цифры показывают, что в анаэробных условиях, как и в аэробных, реальная возможность полного окисления залежей нефти и газа существует далеко не всегда.

Следует, однако, отметить, что рассмотренная формула является сугубо приближенной и формально занижает интенсивность разрушения залежей. Она не учитывает мощность подошвенных вод, а значит, и всей массы сульфатов, участвующих в процессе окисления. Кроме того, в ней не учитывается масса углеводородов, главным образом газообразных, которые диффундируют в законтурную область залежи и окисляются сульфатами уже там. В то же время процесс уничтожения углеводородов в этой зоне должен оказывать существенное влияние на диффузионные потери из залежей, поскольку снижает содержание углеводородных газов в водах и тем самым увеличивает градиенты концентрации, что, в свою очередь, должно повысить интенсивность диффузии. Реальность этих процессов в природной обстановке подтверждает факт пониженного содержания сульфатов в водах вокруг нефтяных и газовых залежей, установленный во многих нефтегазоносных провинциях и широко используемый в качестве поискового показателя.

Однако в определенных условиях рассмотренная формула может обусловить и завышенную оценку интенсивности разрушения, поскольку она не учитывает возможность образования пленки тяжелой нефти в зоне контакта, предохраняющей залежь от дальнейшего разрушения.

Наконец, в случае неполного разрушения углеводородных компонентов залежи, когда процесс их окисления по каким-то еще не вполне ясным причинам приводит лишь к их превращению в асфальтены и смолы, приведенная формула оказывается вовсе неприменима. Между тем процесс неполного превращения углеводородов в природных условиях не является редким явлением и оказывает весьма существенное влияние на преобразование нефти. Так, А. А. Карцев [1969] отмечает, что нефти, содержащие всего 1% кислорода и 2% органической серы, на 30—40% состоят из неуглеводородных компонентов. Из этих цифр видно, что эффективность преобразования нефти при неполном окислении может быть весьма высокой, а кислорода для этого требуется гораздо меньше (примерно в 20—50 раз), чем при полном окислении. Соответственно меньше должна быть и интенсивность водообмена, и содержание сульфатов в водах.

В заключение следует отметить, что повышенное содержание в нефтях кислорода и серы не всегда может быть объяснено окислением их сульфатами из вод. Например, повышенное содержание серы (до 2%) в нефтях нижнемеловых отложений центральных районов Западной Сибири (Сургутский и Нижне-Вартовский своды) не могло быть вызвано процессами криптогипергенеза. Региональный фон содержания сульфатов в водах нижнемеловых отложений этого бассейна настолько низок ( $10-20 \text{ мг/л}$ ), что для подобного осернения нефти в залежах требуются чрезмерно большие масштабы водообмена, невозможные в условиях указанного района. Не всегда повышенная сероносность нефти связана с влиянием подземных вод и в других регионах. Поэтому действительная роль гидрологических факторов в преобразовании состава нефти и разрушении их залежей в катагенной зоне остается недостаточно ясной и этот вопрос требует дальнейшего изучения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предпринятое выше рассмотрение основных вопросов нефтяной гидрогеологии позволило не только получить позитивные решения, но и паметить наиболее важные проблемы и направления дальнейших исследований в этой области.

### ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Рассчитываемые по пьезометрическим данным и проницаемостям пород скорости движения воды имеют величины порядка долей и целых, а иногда и десятков сантиметров в год. Самы по себе небольшие, эти скорости оказываются велики в геологическом масштабе времени и вступают в противоречие с существованием гидрохимических зональностей при экстраполяции этих скоростей в разумных пределах.

В то же время использование усредненных проницаемостей, определенных по скважинам, для расчета скоростей региональной фильтрации не правомерно в общем случае, поскольку наиболее проницаемые прослои, встреченные в соседних скважинах, совсем не обязательно протягиваются на всю длину между ними, особенно при их небольшой мощности. Фациальные изменения — глинизация, изменение зернистости, выклинивания и другие процессы могут приводить к тому, что фактическая средняя проницаемость пород водоносного горизонта на участке между скважинами окажется значительно меньше той, которую мы принимаем в расчет. Поэтому и величины рассчитанных скоростей резко снижаются. Это вызывает острую потребность в изучении геометрии распределения проницаемости пород в водоносных горизонтах и комплексах.

Проницаемость пород нормально к напластованию в значительной степени определяет масштаб и характер водообмена. К сожалению, нужные данные практически полностью отсутствуют.

В этом направлении крайне важно не только увеличить число соответствующих определений, но и предпринять специальные исследования в следующих направлениях.

1. Свойства, толщина и условия существования пленок связанный воды в зависимости от минеральной поверхности, температуры, состава и минерализации воды и т. д.

2. Соблюдение закона Дарси при фильтрации подземных вод в различных типах глинистых пород, при разных температурах и минерализациях воды.

3. Закономерности распределения ориентировки, густоты, раскрытии и продолжительности существования трещин в зависимости от лито-физических свойств пород, характера, времени проявления и периодичности тектонических воздействий и тектонической структуры.

Разрешение вопроса о роли уплотнения пород в движении подземных вод находится в настоящее время в начальной стадии. Дальнейшие исследования должны осветить:

1. Распределение общей пористости и минеральной преобразованности в разрезе отдельных слоев и толщ глинистых пород (без песчаных прослоев) и во времени.

2. Закономерности и причины чередования в разрезе глинистых пород разной степени литификации (существенно глин и аргиллитов).

В работе А. Е. Гуревича [1969а] уже отмечалось, что соблюдение закона Дарси при фильтрации природных вод не очевидно. Проявление водами пластичных свойств может повлечь за собой проявление ряда молекулярных процессов. В этом свете представляет принципиальный интерес следующее.

1. Изучение параметров фильтрации подземных вод при весьма низких градиентах напора в широком диапазоне свойств пород и вод и температуры.

2. Изучение условий проявлений ультрафильтрации (обратного осмоса) в природной обстановке.

3. Изучение возможности и условий движения растворителя ( $H_2O$ ) через массу растворенных веществ, установленного для коллоидов, обладающих пластическими свойствами.

## ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В этой области необходимы углубленные исследования в следующих направлениях.

1. Изучение равновесий реакций взаимного преобразования состава жидкой, твердой и газообразной фаз различного исходного состава при различных температурах и давлениях с учетом фактора привноса-выноса вещества в масштабах, определяемых направлениями и скоростями движения подземных вод в отдельные отрезки геологического времени.

2. Изучение кинетики реакций экспериментальными и расчетными методами, особенно реакций, влияющих на преобразование органических веществ (абиогенное окисление углеводородов, термокаталитическое декарбоксилирование органических кислот и пр.).

3. Уточнение состава и концентраций водорастворимых компонентов преобразования рассеянного органического вещества.

4. Количество изучение масштабов сорбции-десорбции

органических и минеральных водорастворимых соединений твердым веществом пород.

5. Изучение механизмов и масштабов диффузии газов, ионов и солей через водонасыщенные минеральные среды естественной структуры с различным диаметром пор, при различных температурах и давлениях.

6. Влияние концентрации и солевого состава среды на процессы нефтегазообразования, первичной миграции нефтяных углеводородов — растворимость различных органических соединений в воде, поверхностное натяжение на границах фаз, вязкость и т. д. в широком диапазоне температур и давлений.

### ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

1. Влияние на фазовую проницаемость многофазных систем типа «порово-трещинная среда — жидкость — газ» капиллярных сил, порометрической характеристики, дисперсии скоростей фильтрации в порах и трещинах различных размеров для оценки критической (остаточной) нефтегазонасыщенности.

2. Изучение влияния на величину поверхностного натяжения на границах раздела минеральной фазы, воды, нефти и газа (в их различных сочетаниях) температуры, солевого состава вод, поверхностно-активных веществ, минералогического состава пород, адгезионных сил и других факторов с целью оценки влияния капиллярных сил на миграцию нефти и газа в водонасыщенной среде.

3. Решение типовых задач в области двух- и трехмерной диффузии газа из залежей в неподвижные и движущиеся подошвенные и контурные воды, содержащиеся в пластах различной мощности при наличии анизотропии их диффузионной проницаемости — с целью оценки интенсивности диффузионного разрушения залежей.

4. Изучение процессов диффузии солей и газов из глинистых толщ в проницаемые горизонты, содержащие маломинерализованные и слабогазонасыщенные воды для выяснения роли инфильтрационных вод в формировании гидрохимической зональности и образования газовых залежей.

5. Дальнейшее, более углубленное изучение процессов окисления и осернения нефти и газов и роли подземных вод в этих процессах, сопровождающееся обязательным привлечением методов изотопного анализа углерода, серы и других элементов.

В монографии не выделен специально раздел о гидрогеологических критериях нефтегазоносности, но многие теоретические вопросы этой темы освещены в ряде глав. В целом вопрос о гидрогеологических критериях нефтегазоносности, несмотря на его давность и огромное практическое значение, изучен еще совершенно недостаточно. Эти критерии разрабатываются главным образом на основе эмпирических данных о соотношении различных гидрогеологических показателей со степенью нефтегазоносности различных геологических объектов (бассейнов, структур, комплексов и т. д.)

в отдельных регионах. Такой «однорегиональный» эмпиризм ведет к тому, что в ряде случаев за общие критерии нефтегазоносности принимаются местные специфические черты гидрогеологических условий отдельных объектов, при этом весьма часто не делается различия между пространственными и причинными связями. Пока в достаточной мере оправдывают себя газовые показатели (упругость, состав растворенных газов), в меньшей мере — органогидрохимические и в недостаточной мере — собственно гидрохимические.

Слабое развитие теоретической базы во многих важных разделах нефтяной геологии и гидрогеологии не позволяет разрабатывать теорию прогноза нефтегазоносности на генетической основе. Поэтому гидрогеологические критерии нефтегазоносности должны выявляться на основе комплексного эмпирического (статистического), экспериментального и теоретического изучения всех возможных равновесий — не только физико-химического, но и механического (динамического) и физического (молекулярный перенос) — между твердой и флюидальной фазами на всех стадиях основных типов литогенеза.

Решение перечисленных выше проблем и отдельных вопросов создаст теоретическую базу для разработки гидрогеологических критерии нефтегазоносности и будет способствовать усилению их роли в практике поисковых работ. В первую очередь необходимо сконцентрировать внимание на решении проблем, связанных с оценкой масштабов водообмена в бассейнах различного типа и в различных гидродинамических зонах последних, с оценкой относительной роли в нем вод отдельных генетических групп (седиментогенных, метеогенных, возрожденных, ювенильных), динамики и кинематики элизионного и инфильтрационного процессов. Это позволит усилить генетическую основу существующих критериев и выработать новые.

## ЛИТЕРАТУРА

Алиев А. Г., Алиева Г. А., Осика Д. Г. Характер распределения  $J_2$ ,  $Bg_2$ ,  $NH_4$  и бора в горных растворах и пластовых водах нефтяных месторождений Северного Дагестана. — «Геохимия», 12, 1966.

Альтовский М. Е. Гидрогеологические показатели нефтегазоносности. М., «Недра», 1967.

Аникиев К. А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. Л., «Недра», 1964.

Анисимов Л. А. Гравитационное уплотнение пород и формирование подземных рассолов. Тр. ВНИИНГ, вып. 8, 1965.

Антонов П. Л. Дальность и продолжительность диффузии газов из залежей в законченные воды. — «Газ. промышленность», № 9, 1963.

Аравин В. И., Нумеров С. Н. Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой пористой среде. ГИТТЛ, 1953.

Арсланбекова З. А., Крюков П. А. Некоторые данные по составу горных растворов нефтяных месторождений Селли и Гаша. Махачкала, 1962. (Тр. Ин-та геологии Даг. фил. АН СССР, т. 14, вып. 2).

Архангельский Б. Н. Приозерные депрессии Северо-Западного района как очаги дренирования подземных вод. М., Гидрометеоиздат, 1957. (Тр. III Всесоюз. гидрог. съезда, т. 9).

Аширов К. Б. Причины негоризонтальности водо-нефтяных контактов. — «Геология нефти и газа», № 12, 1961.

Аширов К. Б. Геологическая обстановка формирования и разрушения нефтяных и газовых залежей Среднего Поволжья и влияние ее на условия их разработки. Автореф. дисс. Л., ВНИГРИ, 1962.

Аширов К. Б. Условия формирования нефтяных и газовых месторождений Среднего Поволжья. — В кн.: Закономерности размещения месторожд. нефти и газа Волго-Уральской нефтегаз. области. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Аширов К. Б. Геологическая обстановка формирования нефтяных и нефтегазовых месторождений Среднего Поволжья. М., «Недра», 1965. (Тр. Гипровостокнефть, вып. 8).

Бабалян Г. Г., Ованесов М. Г. О интенсификации разработки залежей нефти массивного типа в карбонатных коллекторах. — Геология нефти и газа, № 11, 1970.

Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Клев, Изд-во АН УССР, 1961.

Басков Е. А. Основные типы гидрогеологических структур Мирового океана. Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. (Тезисы докладов к совещанию). Л., 1971.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1954.

Богданов Г. Я. Динамика подземных вод и рассолов в вендинско-мотском комплексе Ангаро-Ленского бассейна. — Изв. вузов, «Геология и разведка», № 10, 1969.

Бондаренко С. С. О динамике подземных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна. — Изв. вузов, «Геология и разведка» № 4, 1961.

Бузинов С. Н., Чарный И. А. О движении скачков насыщенности при фильтрации двухфазной жидкости. — Изв. АН СССР, ОТН, № 7, 1957.

Бунакова Г. В. Использование результатов определения йода и брома в горных растворах при решении некоторых вопросов формирования солевого состава вод. — В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.

Бурштар М. С., Бизнигайев А. Д. Образование и размещение залежей нефти и газа в платформенных условиях. М., «Недра», 1969.

Бурштар М. С., Назаров Д. А. Методика построения региональных схематических карт палеогидродинамической обстановки. — «Сов. геология», № 9, 1970.

Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки. — В кн.: Химия земной коры. т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Валяшко М. Г., Поливанова А. И., Жеребцова И. Н. Струйное гравитационное движение и его роль в формировании и распределении природных вод. — Вест. МГУ, сер. IV, геология, № 5, 1965.

Васильев Б. В. Скорость движения и некоторые особенности химического состава вод девона юго-востока Татарии. — «Геология нефти и газа», № 12, 1961.

Вассоевич Н. Б. Происхождение нефти. Л., Гостонтехиздат, 1955. (Тр. ВНИГРИ, вып. 83).

Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. — «Новости нефтяной техники», № 4, 1960.

Воронов А. Н. Природные газы палеозойских отложений Русской платформы в связи с гелиеносностью. Автореф. дисс. Л., ВНИГРИ, 1967.

Воронов А. Н., Тихомиров В. В., Тихомирова В. Г. Удельный дебит поступления гелия в поровое пространство осадочной толщи. — «Геохимия», № 4, 1969.

Газовые месторождения СССР. Справочник. Ред. В. Г. Васильев. М., «Недра», 1968.

Гарябянц А. А., Голубев В. С., Беус А. А. О роли хроматографических и электрокинетических явлений при фильтрации электролитов в породах. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1966.

Гатальский М. А. Подземные воды и газы палеозоя северной половины Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, спец. сер., вып. 9, 1954.

Гатальский М. А. Значение динамики в формировании подземных вод Русской платформы. Гостонтехиздат, 1956.

Гаттенбергер Ю. П. Гидрогеология и гидродинамика подземных вод. М., «Недра», 1971.

Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Т. 1, Средняя Азия. Под ред. А. А. Бакирова. М., Гостоптехиздат, 1963.

Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы юга СССР. Т. 2. Предкавказье. Под ред. А. А. Бакирова. М., Гостоптехиздат, 1964.

Геология нефти. Справочник, т. 2, кн. 1. Нефт. месторождения СССР. Ред. В. Г. Васильев. М., «Недра», 1968.

Гидрогеология СССР. Т. 1. Московская и смежные области. М., «Недра», 1966.

Гидрогеология СССР. Т. 3, Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М., «Недра», 1967.

Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1965. Авт.: М. Г. Валяшко, А. И. Поливанова и др.

Гиматудинов Ш. К. Физика нефтяного пласта. М., Гостоптехиздат, 1963.

Гинсбург Г. Д., Гуревич А. Е., Резник А. Д. О причинах низких пластовых давлений (на примере севера Сибири). — «Сов. геология», № 9, 1971.

Григорьев С. М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Григорьев С. М. Роль воды в образовании земной коры, М., «Недра», 1971.

Гуляева Л. А. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Гуляева Л. А., Поделько Е. Я. Геохимия битуминозных пресноводных отложений Забайкалья. М., «Наука», 1967.

Гуревич А. Е. Процессы миграции подземных вод, нефти и газов. М., «Недра», 1969а.

Гуревич А. Е. Процессы миграции подземных вод, нефти и газов в связи с формированием залежей нефти и газа на Южном Мантышлаке. Автореф. дисс., Л., ВНИГРИ, 1969б.

Гуревич В. И. К дискуссии о происхождении хлоридно-кальциевых рассолов (ответ проф. Е. В. Порохову). — «Сов. геология», № 8, 1963.

Гуцало Л. К. О нефтегазопоисковом значении аммонийных аномалий в подземных водах Днепровско-Донецкой впадины. — «Геология и геохимия горючих ископ.», вып. 17, Киев, 1968.

Дегенс Э. Геохимия осадочных отложений. М., «Мир», 1967.

Дзилна И. Л., Стапранс В. Я. Определяющая роль рельефа в формировании естественных ресурсов напорных подземных вод зоны интенсивного водообмена на территории Латв. ССР. Тр. ГГИ, вып. 139, 1967.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. Ж. Породообразующие минералы, Т. 3, Слоистые силикаты. М., «Мир», 1961.

Желонкин А. И., Булычев М. М. Об аммонии в водах продуктивных горизонтов терригенного девона Мелекесской впадины. Тр. ТатНИИ, вып. 8, 89—92, 1965.

Зайдельсон М. И. Гидрогеология терригенної толщи нижнього карбона Среднього Поволжья. Тр. ВНИГНИ, вып. 13, 1959.

Зайдельсон М. И. Влияние гидродинамического фактора на размещение газонефтяных залежей в Среднем Поволжье. — В кн.: Закономерности размещ. месторожд. нефти и газа Волго-Уральской области. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Зайдельсон М. И. Водонапорная система палеозойских отложений юго-востока Русской платформы в связи с формированием, поисками и разработкой месторождений нефти и газа. Автореф. дисс., Л., ВНИГРИ, 1969.

Зайцев И. К. К вопросу формирования подземных рассолов. Инф. об. ВСЕГЕИ, № 4, 1956.

Зайцев И. К. Гидрогеологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000. — В кн.: Региональная гидрогеология Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1962.

Зайцев И. К. Анализ основных гипотез формирования соленых и рассольных вод в свете новейших данных. — «Сов. геология», № 1, 1968.

Зайцева Е. Д. Емкость обмена катионов донных отложений северо-западной части Тихого океана. — ДАН СССР, т. 113, № 5, 1957.

Зайцева Е. Д. Обменные катионы осадков Черного моря. Тр. Ин-та океанологии, № 54, 1962.

Затенская Н. П. К вопросу о диффузионном перемещении солей в глинах района Бакинского архипелага. — ДАН СССР, т. 152, № 3, 1963.

Затенская Н. П. Поровые воды глинистых пород и их роль в формировании подземных вод. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Затенская Н. П. Экспериментальные данные по диффузии солей в глинистых породах. Тр. ГИН, вып. 115, 1965.

Затенская Н. П., Горницкая А. А., Громова В. М. О соленосности и составе поровых вод девонских глинисто-мергельных пород района Старобинского месторождения калийных солей. — ДАН СССР, сер. геол., т. 183, № 2, 1968.

Захарченко Г. М. О связи подземных и поверхностных вод Днепровско-Донецкого артезианского бассейна. Л., Гидрометеоиздат, 1957. (Тр. III Всесоюз. гидрогеол. съезда, т. 9).

Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М., «Наука», 1967.

Зерчанинов И. К. О методике расчета приведенных напоров пластовых вод. — В кн.: Вопросы нефтепромысл. геологии. М., Гостоптехиздат, 1960. (Тр. ВНИИ, вып. 30).

Зигель А. С. Фильтрация. ГОНТИ, 1939.

Зингер А. С. Газогидрохимические критерии оценки нефтегазоносности локальных структур. Изд. Саратов. ун-та, 1966. (Тр. НВ НИИГГ вып. 5).

Зорькин Л. Н. Региональные закономерности газонасыщения пластовых вод нефтегазоносных бассейнов. — «Сов. геология», № 2, 1962.

Зорькин Л. М. К вопросу о газонасыщенности пластовых вод артезианских бассейнов. — БМОИП, отд. геол., № 4, 1968.

Иванова К. П. Размещение залежей нефти в центральных и северо-восточных районах Волго-Уральской области и некоторые факторы их формирования в каменноугольных отложениях. Автореф. дисс. Л., ВНИГРИ, 1969.

Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. — ДАН СССР, нов. сер., т. 45, № 3, 1944.

Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. — «Сов. геология», № 6, 945.

Казинцев Е. А. Поровые воды майкопской толщи Восточного Предкавказья и методика отжима поровых вод при высоких температурах. — В кн. Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.

Капченко Л. Н. О природе хлоридных глубинных рассолов. — «Сов. геология», № 3, 1962.

Капченко Л. Н. К вопросу о генезисе глубинных рассолов Сибирской платформы. — «Геохимия», № 11, 1964.

Капченко Л. Н. О гипотезах концентрирования глубинных рассолов осадочной оболочки за счет удаления из растворов молекул воды. — «Литология и полезн. ископ.», № 2, 1965.

Капченко Л. Н. Современное состояние проблемы ювенильности глубинных подземных вод. — «Литология и полезн. ископ.», № 4, 1966а.

Капченко Л. Н. О формировании минеральных вод типа «Лугела» — «Окуми». — «Геохимия», 7, 1966б.

Капченко Л. Н. Вопросы формирования подземных вод. В кн.: «Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна». — Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1969.

Капченко Л. Н. Преобразование состава седиментационных вод в процессе литогенеза. Автореф. дисс. Л., ВНИГРИ, 1969.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963.

Карцев А. А., Вагин С. Б. Палеогидрогеологические исследования при изучении формирования и разрушения нефтегазовых скоплений (на примере мезозойских отложений Предкавказья). — «Сов. геология», № 8, 1962, с. 104—121.

Карцев А. А., Вагин С. Б. Формирование пластовых вод нефте-газоносных артезианских бассейнов. Тезисы науч.-техн. совещ. по гидрогеологии и инженерной геологии, секц. геох. Москва — Ереван, 1963.

Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А. Палеогидрогеология. М., «Недра», 1969.

Керкис Е. Е. Влияние удельного веса подземных вод на условия равновесия и движения. Л., Углехиздат, 1952. (Зап. ЛГИ, т. 27, вып. 2).

Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., «Наука», 1964.

Киссин И. Г. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., «Наука», 1967.

Киссин И. Г., Пахомов С. И. О метаморфизации морской воды при взаимодействии с горными породами в условиях повышенных температур. — ДАН СССР, т. 187, № 2, 1969а.

Киссин И. Г., Пахомов С. И. К геохимии углекислоты в глубоких зонах подземной гидросферы. — «Геохимия», № 4, 1969б.

Клубова Т. Т. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. М., «Наука», 1965.

Ковалевский В. О. Условия взаимодействия водоносных горизонтов в пермских отложениях Прикамья. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и геологии, № 9, ВСЕГИНГЕО. М., Госгеолтехиздат», 1961.

Козин А. Н. Состав поглощенных оснований пород продуктивных горизонтов нефтяных месторождений Куйбышевского Поволжья и его отношение к их нефтеносности и формированию пластовых вод хлоркальцевого типа. Тр. Гипровостокнефть, т. 1, 1958.

Колесов Г. П. К вопросу об артезианском питании рек. Тр. ГГИ, вып. 122, 1965.

Колесов Г. П., Грейсер Е. П. Оценка напорного питания р. Тосна. Тр. ГГИ, вып. 182, 1970.

Колодий В. В. Формирование вод пониженной минерализации в недрах нефтегазовых месторождений. М., ВСЕГИНГЕО, 1968.

Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М., «Недра», 1969.

Конторович А. Э. Геохимические методы оценки перспектив нефтегазоносности крупных территорий (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты). Автореф. дисс. Новосибирск, 1968.

Конторович А. Э., Рогозина Е. А. Масштабы образования углеводородных газов в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 65, 1967.

Копелиович А. В. Энзигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965. (Тр. ГИН, вып. 121).

Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект и его значение в геологии. — Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1947.

Коржинский Д. С. Проблемы физико-химической теории петрологических процессов. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1962.

Коротков А. И., Саванин В. С. Грузинская низина (Новгородская область) — крупный очаг разгрузки артезианских вод. — Изв. вузов, «Геология и разведка», № 7, 1965.

Корценштейн В. Н. Гидрогеология газоносной провинции Центрального Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1960.

Корценштейн В. Н. О механизме разгрузки глубинных подземных вод в Каспийскую впадину. — ДАН СССР, т. 42, № 3, 1962.

Корценштейн В. Н. Основные особенности водонапорной системы мезозойских отложений Предкавказья. — ДАН СССР, т. 152, № 3, 1963.

Корценштейн В. Н. К теории и практике исследования водонапорных систем нефтегазоносных районов. Тр. ВНИИГаз, вып. 33/41, 1970.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Фации регионального эпигенеза и метагенеза. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1963.

Котова М. С., Павлов А. Н. О выщелачивании водоупоров при увеличении геостатического давления. В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.

Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В. Теоретическая гидромеханика. М., ГИФМЛ, 1963.

Красинцева В. В. Гидрогеохимия хлора и брома. М., «Наука», 1968.

Кротова В. А. Фактор времени в формировании химического состава подземных вод. — В кн.: Геохим. сб., 6. Л., Гостоптехиздат, 1960. (Тр. ВНИГРИ, вып. 155).

Кругликов Н. М. Гидрогеология северо-западного борта Западно-Сибирского артезианского бассейна. Л., «Недра», 1964. (Тр. ВНИГРИ, вып. 238).

Крюков П. А. Об исследованиях растворов, пропитывающих осадочные горные породы. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Крюков П. А., Номиков Л. И., Манихин В. И. О взаимосвязи состава горных растворов и вмещающих пород. — В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.

Кузнецова А. М. Особенности формирования солевого состава подземных вод на примере изучения свойств вод пермской толщи в Приуралье. Тр. II совещ. по подзем. водам и пнж. геологии. Вост. Сибири, вып. 4, 1961.

Лазарев В. С. Типы локальных структур и их влияние на распределение и формирование месторождений. — В кн.: Условия формирования и закономерности размеш. месторожд. нефти и газа. Л., «Недра», 1967.

Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Статистическая физика. М. — Л., Гостехиздат, 1951.

Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика сплошных сред. М., Гостехтеоретиздат, 1953.

Лебедев В. И. Седиментационно-диагенетическая теория образования хлоридных кальциевых вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1968.

Лебедев В. И. Ионно-атомные радиусы и их значение для геохимии и химии. Л., Изд-во ЛГИ, 1969.

Лебедев О. П. О возможности увеличения минерализации подземных вод с глубиной. — Сб. науч. статей НИГРИ УССР, № 7, 86—94, 1960.

Леворсей А. И. Геология нефти. М., Гостоптехиздат, 1958.

Лейбензон Л. С. Движение природных жидкостей и газов в пористой среде. М., Гостоптехиздат, 1947. —

Линецкий В. Ф. Миграция нефти и формирование ее залежей. Киев, «Наукова думка», 1965.

Лущинский Н. П. О напорах и фильтрации грунтовых вод с переменной плотностью (пер. с англ.). — В кн.: Вопросы гидрогеологических расчетов. М., «Мир», 1964.

Маврикий Б. Ф. Западно-Сибирский артезианский бассейн. (Гидрогеология, геотермия и палеогидрогеология). Тр. Лабор. ГГП, т. 39, 1962.

Максимович Г. А., Михайлов Г. К. Гидрогеологические методы изучения неотектонических движений. — В кн.: Мат-лы по геоморфологии и нов. тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1963.

Максимович Г. А., Шестов И. Н., Шурубор А. В. Влияние Пермского солеродного бассейна на формирование хлоридно-натриево-кальциевых рассолов палеозойских отложений. — В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов (тезисы докладов). Л., ВГО, 1968.

Малинин С. Д., Хитаров Н. И. К восстановлению сульфатной формы серы водородом в гидротермальных условиях. — «Геохимия», № 11, 1969.

Манихин В. И., Крюков П. А. О влиянии давления на растворимость сульфата натрия и сульфата кальция. — В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.

Махмудов А. Х. Физико-химические закономерности формирования глиниевых месторождений и их разведка. Автореф. дисс., Л., ВНИГРИ, 1969.

Мухин Ю. В. Процессы уплотнения глинистых осадков. М., «Недра», 1965.

Мятлев А. И. Напорный комплекс подземных вод и колодцы. — Изв. АН СССР, ОТН, № 9, 1947.

Несторов И. И. Уплотнение глинистых пород. — «Сов. геология», № 12, 1965.

Несторова И. Л. Поглощенные основания глинистых пород и их изменения по разрезу. Тр. ГИН, вып. 115, 1965.

Номикос Л. И., Крюков П. А. Горные растворы осадочных отложений района Кавказских Минеральных вод и некоторые вопросы формирования подземных вод. — В кн.: Поровые растворы и методы их изучения. Минск, «Наука и техника», 1968.

Озолин Б. В. Гидрогеология Башкирского Предуралья в связи с нефтеподробностью. Автореф. дисс., Л., ВНИГРИ, 1969.

Оркин Н. Г., Кучинский И. К. Физика нефтяного пласта. М., Гостоптехиздат, 1955.

Палей П. Н. О генезисе глубинных рассолов. Тр. ЛГГП, т. 2, 1948.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966.

Подземные воды юга Западно-Сибирской низменности и условия их формирования. М., Изд-во АН СССР, 1961. Авт.: И. В. Гармонов, А. В. Иванов, Е. И. Нефедова и др. (Тр. ЛГГП им. Саваренского).

Поливанова А. И. Йодо-бромные воды, их генезис и распространение. МГК — ХХIII, 1968. М., «Наука», 1968.

Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод. М., ГИТТЛ, 1952.

Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. М., Гидрометеоиздат, 1969.

Приклонский В. А., Окинина Н. А. Диффузионные процессы в глинистых породах и их значение в гидрогеологии и инженерной геологии. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Пушкина З. В. Поровые воды глинистых пород и их изменения по разрезу. (Тр. ГИН, вып. 115). М., «Наука», 1965.

Радченко И. В. Молекулярная физика. М., «Наука», 1965.

Рассел У. Л. Основы нефтяной геологии. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Ратеев М. А. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М., «Наука», 1964.

Рогожин Д. И. Новые данные к изучению гидродинамики нижнемеловой водонапорной системы Западного Предкавказья. Тр. Краснодар. фил. ВНИГРИ, вып. 13, 1964.

Ростовцев Н. Н., Панова В. Г. Методические указания для производства некоторых расчетов при обработке результатов анализов химического состава природных газов. — В кн.: Вопросы нефтепоисковой гидрогеологии. М.. Госгеолтехиздат, 1956. (Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 18).

Савченко В. П. Смещение газовых и нефтяных залежей. — «Нефт. хоз.», № 12, 1952.

Савченко В. П. Условия формирования залежей газа и нефти при их струйной миграции в водонасыщенных породах. Тр. ВНИИ, вып. 14, 1968.

Савченко В. П. Методика направленных поисков газовых месторождений. М., «Недра», 1968. (Тр. ВНИИГАЗ, вып. 42/50).

Самойлов О. Я., Соколов Д. С. О связи вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах. — Изв. АН СССР сер. геол., № 9, 1957.

Самсонов Ф. П., Качалов Ю. М., Якобсон Г. П. Методика количественной оценки палеогидрогеологических условий нефтегазоносных бассейнов. — «Геология нефти и газа», № 6, 1968.

Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966.

Силин-Бекчурин А. И. Метод построения гидродинамических сеток для случая переменного удельного веса подземных вод по данным гидрогеологических наблюдений при бурении. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. М., Госгеолтехиздат, 1941. (Сб. статей, № 8).

Силин-Бекчурин А. И. О влиянии кинематической вязкости, приведенных давлений и проницаемости пород на скорость фильтрации рассолов Урало-Волжской области. — ДАН СССР, нов. сер., т. 58, № 6, 1947.

Силин-Бекчурин А. И. Метод приближенного расчета скоростей фильтрации и подземного стока рассолов по пьезометрам. М., Изд-во АН СССР, 1949. (Тр. ЛГГП им. Ф. П. Саваренского, т. 2).

Слободкина С. Б. Гидрохимические и гидрогеологические критерии поисков нефти и газа в зоне Астраханских поднятий. Автореф. дисс. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростовск. ун-та, 1966.

Смирнов С. И. О массопереносе в подземных водах седиментационных бассейнов. — В кн.: Генезис минеральных и термальных вод. М., «Наука», 1968.

Смирнов С. И. О генетических типах гидрохимических полей седиментационных бассейнов. — ДАН СССР, т. 190, № 1, 1970.

Смирнов С. И. Некоторые вопросы региональной динамики подземных вод в связи с гидрохимическими закономерностями. — БМОИП, отд. геология, т. 45, № 5, 1970.

Соколов В. А. Миграция нефти и газа. Изд-во АН СССР, 1956.

Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М. «Недра», 1965.

Соколов В. А. Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., «Недра», 1966.

Соколов Д. С. О гравитационной гипотезе формирования вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. Изв. вузов, «Геология и разведка», IV, 10, 1966.

Спиро Н. С., Бонч-Осмоловская К. С. Состав поглощенного комплекса глин для случаев равновесия с растворами типа морской воды. Тр. НИИГА. т. 86, 1956.

Спиро Н. С., Бонч-Осмоловская К. С. Состав поглощенных оснований глин в случае равновесия с водами различного типа. Тр. НИИГА, т. 98, 1959.

Справочник по растворимости, т. 1, кн. 1. Изд-во АН СССР, 1961.

Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., «Недра», 1965. (Тр. ВНИГРИ, вып. 236). Авт.: В. Д. Наливкин, В. А. Дедеев, В. В. Иванцова и др.

Станкевич Е. Ф. Приведение давлений в гидрографии. — «Сов. геология», № 4, 1963.

Старенс В. Я. О некоторых явлениях при фильтрации воды сквозь слоистую грунтовую толщу. Рига, 1959.

Старикова Н. Д. Органическое вещество в жидкой фазе осадков Черного моря. — В кн.: К познанию диагенеза осадков. Изд-во АН СССР, 1959, стр. 72—91.

Старикова Н. Д. Органическое вещество в жидкой фазе морских и океанических осадков. Тр. Ин-та океанологии, т. 50, 1961.

Стетюха Е. И. Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М., «Недра», 1964.

Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, ч. 1. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Сухарев Г. М. Гидрография и воды нефтяных и газовых месторождений. Л., Гостоптехиздат, 1959.

Сухарев Г. М., Мирошников М. В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. М., Гостоптехиздат, 1963.

Табасаранский З. М. О происхождении так называемых висячих залежей нефти. — «Нефт. хоз.», № 3, 1955.

Тагеева Н. В. Формирование и история хлоридно-кальцевых рассолов стратисферы. М., ВСЕГИНГЕО, 1968.

Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М., Изд-во АН СССР, 1962а.

Тагеева Н. В., Тихомирова М. М. Гидрогохимия донных осадков Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1962б.

Теодорович Г. И., Конюхов А. И. Смешанные слойные минералы в осадочных породах как показатели глубины их катагенного преобразования. — ДАН СССР, т. 191, № 5, 1970.

Тер-Хаар Д., Вергеланд Г. Элементарная термодинамика. М., Изд-во «Мир», 1968.

Токарев Н. С. Перемещения кинематических зон в настоящее время и в геологическом прошлом и их влияние на химизм подземных вод. Тр. Новороссийск. политехн. ин-та, т. 156, 1964.

Толстиков Г. А. О динамике подземных вод мезозойских отложений Сибирского Приуралья. — «Нефтегаз. геология и геофизика», № 1, 1965.

Тхостов Б. А. Начальные пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. М., Гостоптехиздат, 1960.

Тхостов Б. А. Начальные пластовые давления и геогидродинамические системы. М., «Недра», 1966.

Условия существования залежей нефти и газа по данным об инертных газах. Л., «Недра», 1968. (Тр. ВНИГРИ, вып. 257). Авт.: В. П. Якуцени, А. Х. Махмудов, В. В. Тихомиров, А. В. Воронов.

Учитель Л. Г. Минеральные воды Западно-Сибирской артезианской области. Автореф. дисс. Л., ВСЕГЕИ, 1967.

Уэллэр Дж. М. Уплотнение осадков. — В кн.: Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. М., Гостоптехиздат, 1961.

Филатов К. В. Гравитационная гипотеза формирования химического состава подземных вод платформенных депрессий. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Филатов К. В. Вертикальная гидрохимическая зональность подземных вод и происхождение хлор-кальциевых рассолов. М., ВСЕГИНГЕО, 1968.

Флерова Л. И. О содержании йода и брома в поровых растворах мезозойских отложений Западной Сибири. — Изв. вузов, «Геология и разведка», 6, 1966.

Хазе Р. Термодинамика необратимых процессов. М., «Мпр», 1967.

Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа и методы их изучения. М., «Недра», 1969.

Хитаров Д. Н. Изучение состава и других особенностей газово-жидких включений в минералах на современном этапе. — В кн.: Минеральные микроподключения. М., «Наука», 1965.

Чакабаев С. Е. и др. Геология и нефтегазоносность Южного Мантышлака. Алма-Ата, «Наука», 1967.

Челищев Н. Ф. О диффузионном эффекте, обусловленном градиентом давления. — ДАН СССР, т. 163, № 2, стр. 479, 1965.

Чудновский А. Ф. Теплообмен в дисперсных средах. М., Гостехиздат, 1954.

Чэнь Чжун-сян. Некоторые вопросы фильтрации двухфазной жидкости в пористой среде. М., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. МИНХиГП им. Губкина, вып. 33).

Шагоянц С. А. Терско-Кумский артезианский бассейн. Тр. ЛГГИ, т. 2, 1949.

Швай Л. П. Динамика подземных вод нефтегазоносных отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., вып. 3. Тр. УКРИГРИ, 1963.

Шейдеггер А. Физика течения жидкостей через пористые среды (Пер. с англ., изд. 1957 г.). М., Гостоптехиздат, 1960.

Шестаков В. М. О потенциале фильтрационного потока жидкости переменной плотности. — В кн.: Вопросы определения гидрогеологических параметров и расчета эксплуатационных запасов подземных вод. Вып. 1, М., ВСЕГИНГЕО, 1967.

Шестопалов В. М. О характере распределения уровней напорных подземных вод. Доповіді АН УРСР, № 8, 1969.

Шишкина О. В. Химический состав океанических иловых вод. — «Геохимия», № 6, 1964.

Щелкачев В. Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. — Гостоптехиздат, 1959.

Щепак В. М. Гидрогеологические условия внешней зоны Предкарпатского прогиба в связи с нефтегазоносностью. Автореф. Киев, Изд-во Киевск. гос. ун-та им. Т. Г. Шевченко, 1965.

Ягодин В. В. К методике определения приведенного давления воды в скважинах. — В кн.: Вопросы геологии нефт. и газ. месторождений. М., Гостоптехиздат, 1957. (Тр. ВНИИ, вып. 41).

Ягодин В. В. Некоторые вопросы методики расчетов напоров пластовых вод в скважинах и оценка их точности. М., Гостоптехиздат, 1961. (Тр. ВНИИ, вып. 13).

Ягодин В. В. Использование некоторых закономерностей в водоносной системе прямолинейного изменения удельного веса воды с глубиной для сравнения напоров вод в скважинах. — «Новости нефт. и газ. техники», № 2, 1961б.

Якобсон Г. П. Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области. Колл. авторов. М., «Недра», 1967.

Якобсон Г. П., Качалов Ю. М. Методика вычисления приведенных давлений пластовых вод в водонапорных системах. — «Геология нефти и газа», № 6, 1965.

Якудин В. П. Гидрогеология юго-востока Прикаспийской впадины в связи с нефтегазоносностью. Тр. ВНИГРИ, вып. 167, 1961.

Яншина М. С. К вопросу о «вертикальной гидрохимической зональности». М., Изд-во МГУ, 1962.

A t h y L. F. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. Bull AAPG, vol. 14, № 1, 1930.

B a r o n G. Sur la synthese de la dolomite, application aux phenomene de dolomitisation. Rev. Inst. Franc. petrole, vol. 15, № 1, 1960.

B u r s t I. F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. Bull. AAPG, vol. 53, № 1, 1969.

G a u l i e r C., P a s c i r s z k y J. La mesure des tensions interfaciale par la methode de la goutte applications aux fluides des gisements d'hydrocarbures. Rev. Inst. Franc. petrole, vol. 21, № 2, 1966.

G r a f D. L. e. a. The origin of saline formation waters, III: Calcium chloride waters. Unbana, 1966, Geol. Surv. Illinois Circ., № 397, 1966.

H u b b e r t M. K. Entrapment of petroleum under hydrodynamic conditions. Bull. Amer. Assoc. petrol. geol., vol. 37, 1953, p. 1954—2026.

H u b b e r t M. K., R u b e y W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Bull. Geol. soc. Amer. vol. 70, № 2, 1959.

K i m b l e r O. K., R e e d R. L., S i l b e r b e r g I. H. Physical characteristics of natural films formed at crude oil-water interfaces. Soc. petr. engrs. J., vol. 6, № 2, 1966.

K r e i c i - G r a f K. Über Ölfeldwässer. Erdöl und Kohle, № 2, 1962, S. 102—109.

M e y b o o m P. Patterns of groundwater flow in the Prairie Profile. Third Canadian hydrology symposium, 1962.

M i l n e I. H., M c K e l v e y I. G., T r u m p R. P. Permeability and saltfiltering properties of compacted clay. Clays and clay minerals. Oxf. — London — New York — Paris, Pergamon press, 1963, p. 250—251.

M u n n M. J. The anticlinal and hydraulic theories of oil and gas accumulation. Econ. geology, vol. 4, № 6, 1909.

Possible mechanism for concentration of brines in subsurface formations. Bull. Amer. ass. petr. geol., 47, No 2, 1963, p. 257—269. Bredehoeft J. D., Blyth C. R., White W. A., Maxey G. B.

P o w e r s M. C. Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration. Bull. AAPG, vol. 51, № 7, 1967.

P u r c e l l W. R. Capillary pressures — their measurement using mercury and the calculation of permeability therefrom. Trans. AIME, 1949.

R i t t e n h o u s e G. Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters. Bull. AAPG, vol. 51, № 12, 1967.

R o o f J. G., R u t h e r f o r d W. M. Rate of migration of petroleum by proposed mechanism. BAAPG, vol. 42, 1958.

D e S i t t e r L. U. Diagenesis of oil-field brines. Bull. Amer. ass. petrol. Geol., vol. 31, № 11, 1947, p. 2030—2040.

T o t h J. A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. J. Geoph. res. vol. 67, № 11, 1962.

W h i t e D. E. Saline waters of sedimentary rocks. Fluids in subsurface Environments. AAPG, 1965.

Y o n g A l l e n, L o w P h i l i p F. Osmosis in argillaceous rocks. Bull. AAPG, vol. 49, № 7, 1965.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	с.
Предисловие . . . . .	3
<b>РАЗДЕЛ I. РЕГИОНАЛЬНАЯ ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД . . . . .</b>	
Глава I. Массоперенос жидкостей в горных породах . . . . .	6
§ I.1. Механический массоперенос (фильтрация) . . . . .	—
§ I.2. Молекулярный массоперенос . . . . .	16
Глава II. Методы изучения фильтрации подземных вод . . . . .	19
§ II.1. Косвенные методы определения течения подземных вод . . . . .	—
§ II.2. Методы определения течения по данным о давлении и удельном весе подземных вод . . . . .	29
§ II.3. Методы математического моделирования природной фильтрации . . . . .	47
Глава III. Движение подземных вод . . . . .	60
§ III.1. Некоторые общие замечания . . . . .	—
§ III.2. Гравитационное течение . . . . .	65
§ III.3. Основные факторы элизионного течения подземных вод . . . . .	74
§ III.4. Простейшие консолидационные течения . . . . .	79
§ III.5. Элизионные течения подземных вод . . . . .	94
§ III.6. Природное течение подземных вод . . . . .	103
<b>РАЗДЕЛ II. ФОРМИРОВАНИЕ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД (ГПВ) . . . . .</b>	
Глава IV. Генетические схемы формирования ГПВ . . . . .	115
§ IV.1. Гипотезы пневмифильтрационного (метеорного) генезиса ГПВ . . . . .	—
§ IV.2. Гипотезы ювенильного генезиса ГПВ . . . . .	130
§ IV.3. Гипотезы седиментационного генезиса ГПВ . . . . .	138
Глава V. Преобразование состава седиментогенных вод в процессе литогенеза . . . . .	164
§ V.1. Основные факторы постседиментационного изменения состава ГПВ . . . . .	165
§ V.2. Процессы постседиментационного преобразования состава ГПВ . . . . .	167
§ V.3. Основные направления преобразования ГПВ . . . . .	185

<b>РАЗДЕЛ III. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ МИГРАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА, ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ИХ ЗАЛЕЖЕЙ . . . . .</b>	188
<b>Глава VI. Влияние гидрогеологических условий на миграцию нефти и газа и формирование их залежей . . . . .</b>	—
§ VI.1. Роль подземных вод в миграции газа в зависимости от геохимических условий . . . . .	—
§ VI.2. Условия выделения газа из воды при элизионном режиме фильтрации . . . . .	193
§ VI.3. Условия выделения газа из воды на инфильтрацион- ных этапах развития водопроницаемых систем . . . . .	213
§ VI.4. Оценка интенсивности водообмена, необходимой для создания критического газонасыщения порового пространства . . . . .	218
§ VI.5. О соотношении скоростей и направлений фильтрации воды, нефти и газа . . . . .	226
<b>Глава VII. Влияние подземных вод на разрушение залежей нефти и газа</b>	230
§ VII.1. Разрушение залежей без химической деструкции углеводородных компонентов . . . . .	—
§ VII.2. Химическое разрушение залежей . . . . .	249
<b>Заключение . . . . .</b>	253
<b>Литература . . . . .</b>	257

**Александр Евсеевич Гуревич  
Логин Назарьевич Капченко  
Николай Михайлович Кругликов**

**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ НЕФТЯНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ**

Редактор издательства Т. М. Пономарева

Переплет художника И. А. Гордона

Технический редактор Н. П. Старостина

Корректор В. Н. Михалевич

---

Сдано в набор 30/III 1972 г. Подписано к печати 12/VII 1972 г. М-38092.  
Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2. Печ. л. 17. Уч.-изд. л. 18,80. Изд. № 140  
Тираж 2600 экз. Заказ № 1625. Индекс 1-4-1-Л. Цена 2 р. 08 к.

---

Издательство «Недра». Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171,  
ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома Комитета по печати  
при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.