

**Л. ЛУКНЕР
В.М. ШЕСТАКОВ**

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИГРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

MIGRATIONSPROZESSE IM BODEN-UND GRUNDWASSER- BEREICH

Von Prof. Dr. sc. techn. LUDWIG LUCKNER, Dresden und
Prof. Dr. sc. geol. WSEWOLOD M. SCHESTAKOW, Moskau

Mit 153 Bildern, 29 Tabellen und 4 Anlagen



VEB DEUTSCHER VERLAG FÜR GRUNDSTOFFINDUSTRIE
LEIPZIG

Л. ЛУКНЕР
В.М. ШЕСТАКОВ

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИГРАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД



МОСКВА „НЕДРА” 1986

Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование миграции подземных вод.— М.: Недра, 1986. 208 с. ил.

Работа является совместным трудом специалистов ГДР и СССР и посвящена вопросу построения и использования моделей миграции подземных вод. Описаны теоретические модели миграции подземных вод, в которых во взаимосвязи рассмотрены модели процессов переноса, обмена в системе «вода—порода» и превращений, происходящих в водной среде. Приведены аналитические и численные методы расчетов миграционных процессов, особое внимание уделено переносу в гетерогенных условиях. Изложены способы определения миграционных параметров в лабораторных и полевых условиях.

Для специалистов, занимающихся решением задач по изучению качества подземных вод.

Табл. 21, ил. 61, список лит. 78 назв.

Рецензент: А. Е. Орадовская, канд. техн. наук (Всесоюзный научно-исследовательский институт водоснабжения, канализации, гидротехнических сооружений и инженерной гидрогеологии)

Для обозначения процессов перемещения химических элементов в земной коре, ведущего к изменению их содержания (рассеянию или концентрации), А. Е. Ферсман ввел понятие «геохимическая миграция». Значительная роль в таких процессах принадлежит подземным водам, которые представляют собой сложные естественные растворы. Перемещение и трансформацию компонентов подземных вод, приводящие к изменению их содержания, соответственно, будем называть гидрогеохимической миграцией или миграцией подземных вод. При миграции речь идет не о движении всей массы воды (как это рассматривается в процессах фильтрации), а о взаимном перемещении отдельных компонентов подземных вод (химических, механических, биологических), определяющих их состав и свойства.

Решающую роль в развитии исследований гидрогеохимической миграции сыграла необходимость изучения изменений качества подземных вод при различных техногенных воздействиях, особенно при складировании и захоронении промышленных отходов. Задачи охраны и управления качеством подземных вод остаются актуальными и важными областями применения гидрогеомиграционных исследований. Вместе с тем значительное распространение эти исследования получили при решении вопросов формирования подземных вод, обоснования сельскохозяйственных мелиораций, методики полевых индикаторных опытов и т. п.

Количественные исследования миграции подземных вод должны опираться на построение моделей гидрогеомиграционных процессов, состоящих из моделей процессов переноса и физико-химической трансформации мигрирующих веществ (мигрантов), причем процессы трансформации в свою очередь подразделяются на превращения внутри каждой фазы горной породы (главным образом, гидрохимические превращения в жидкой фазе) и обмен между фазами. Только совместное, взаимосвязанное рассмотрение моделей этих процессов позволяет получить полное представление о моделировании миграции подземных вод.

Заметим, что по ряду позиций к моделям гидрогеохимической миграции близки гидрогеотермические модели. Особенно это относится к аналогичным по своим моделям процессам тепло- и массопереноса, поэтому на начальном этапе изучения миграции подземных вод модели гидрогеотермических и гидрогеохимических процессов рассматривались совместно. Однако дальнейшее развитие моделей гидрогеомиграционных процессов явно идет по пути углубленного исследования процессов физико-химических трансформаций, в связи с чем все отчетливее проявляется специфика моделей гидрогеохимической миграции. Поэтому представляется целе-

еобразным в дальнейшем рассматривать процессы теплопереноса обособленно, относя к миграции подземных вод только миграцию компонентов подземных вод (гидрогеохимическую миграцию).

Моделирование миграции подземных вод, как и моделирование любого процесса, служит для решения следующих задач: получения знаний путем проверки модельной концепции (гипотезы) практическим экспериментом; научной интерпретации процессов, протекавших в прошлом; для феноменологического объяснения процессов (включая идентификацию параметров по данным измеряемого хода процесса); научного прогнозирования развития процесса при определенных условиях, причем прогнозное моделирование является предпосылкой для проектирования эффективных мероприятий и технических средств для осознанного воздействия на процесс (управления процессом).

Развитие моделирования миграции подземных вод было связано прежде всего с требованиями количественного решения задач охраны подземных вод от загрязнения, в том числе для выделения охраняемых зон водозаборов и установления возможного характера хозяйственного использования этих зон. Особенно важно моделирование миграционных (гидрогеомиграционных) процессов при гидрогеологическом обосновании сооружения хранилищ промышленных отходов с целью уменьшения их вредного воздействия на окружающую среду. Большую роль играет моделирование миграции при гидрогеологических исследованиях на территориях сельскохозяйственных мелиораций (для обоснования питательного режима почв и изменения качества грунтовых вод), на урбанизированных территориях, в районах разработки месторождений полезных ископаемых, для искусственного восполнения запасов подземных вод и улучшения их качества, при изучении условий формирования и разрушения месторождений полезных ископаемых. Начаты работы по использованию миграционного моделирования при изучении общих вопросов формирования состава подземных вод.

Важной областью применения моделирования является обоснование мониторинга качества подземных вод, требующее для правильной постановки и интерпретации данных наблюдений правильного ответа на следующие основные вопросы: что, где, когда, как измеряется, а также кто производит измерения. Ответы на эти вопросы могут быть даны только на основе ясных представлений о модели наблюдаемых процессов.

Принципиально важным является построение гидрогеомиграционных моделей на детерминистической основе, приводящее к теоретическим моделям в форме системы дифференциальных уравнений с соответствующими условиями однозначности. Это имеет принципиальное значение, поскольку «лишь дифференциальное исчисление дает естествознанию возможность изображать математически не только состояния, но и процессы» *.

* Маркс К., Энгельс Ф. Полн. собр. соч., т. 20, с. 587.

Особенно важное значение такая позиция имеет для моделирования натуральных геомиграционных процессов, которые обычно развиваются очень медленно во времени и довольно сложно в пространстве, так что их понимание и количественное описание на основе «черного ящика», как правило, оказывается нереальным. Вместе с тем нельзя утверждать, что уже сейчас гидрогеомиграционное моделирование может уверенно служить для количественного анализа всех гидрогеохимических процессов, поскольку в ряде случаев сложность гидрогеохимических трансформаций не позволяет описать их в детерминистической форме. Однако прогресс в этом направлении очевиден, и потому, представляя достаточно завершённые разделы гидрогеомиграционного моделирования, целесообразно рассматривать и качественные описания, намечающие переход к количественным моделям.

Огромное число работ, непрерывно пополняющих исследования в различных направлениях изучения миграции подземных вод сильно затрудняет их обобщение. В связи с этим авторы вынуждены были ограничиться главным образом материалами таких работ, в которых они принимали непосредственное участие или сотрудничали с другими специалистами своих стран.

Распределение работы между авторами показано в оглавлении, кроме того в подготовке материалов по главам 2 и 3 принимал участие В. В. Витвицкий, а в главах 3, 5 и 6 использованы материалы Г. Ф. Румынина по миграционным расчетам с учетом комплексообразования.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- ρ — плотность воды (водного раствора),
- c — концентрация содержания мигранта в водном растворе,
- N — сорбционная емкость (объемная),
- v — скорость фильтрации,
- n_0 — активная пористость породы,
- K_d — коэффициент распределения в изотерме Генри,
- $n_s = n_0 + K_d$ — «эффективная» пористость,
- n — пористость (удельная емкость), $n = n_0$ для нейтрального мигранта и $n = n_s$ для сорбируемого мигранта,
- D_m — коэффициент молекулярной диффузии в породе,
- D_z и D_r — коэффициенты продольной и поперечной гидродисперсии,
- δ_z и δ_r — параметры продольной и поперечной гидродисперсии,
- D — обобщенный коэффициент дисперсии в модели диффузионно-конвективного переноса,
- α^* — коэффициент блокового массообмена,
- s_s — удельная поверхность блоков,
- κ — удельное (объемное) содержание проводящих каналов в модели гетерогенно-блоковой среды,
- m — мощность водоносного пласта,
- v_x, v_y, v_z — компоненты скорости фильтрации в декартовых координатах,
- C — интегральное изображение концентрации «с» по Лапласу — Карсону.

Часть I

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕОМИГРАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Математическое описание основополагающих физических, химических и биологических законов применительно к геомиграционным (гидрогеомиграционным) процессам называется теоретической (исходной) моделью геомиграции, создающей основу концептуального системного математического моделирования этих процессов.

Глава I

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КОМПОНЕНТОВ ПОДЗЕМНОГО ПРОСТРАНСТВА

Подземное пространство представляет собой многокомпонентную систему; горные породы образуют пространственно фиксированную часть этой системы, а флюиды, заполняющие их поры, — подвижную. В качестве основного подземного флюида в дальнейшем будет рассматриваться капельно-жидкая вода.

Характеристика многокомпонентной системы «подземное пространство»

В многокомпонентную систему «подземное пространство» входят газообразный, жидкий и твердый компоненты, которые являются частями соответствующих смешанных фаз. «Смешанная фаза» и «компонент» — относительные понятия, аналогичные понятиям «система» и «элемент» в кибернетике. Чаще всего в смешанной фазе доминирует один компонент, тогда говорят о дисперсной системе (растворе), в которой дисперсная фаза (растворенный, не доминирующий компонент) распределена (диспергирована) в диспергаторе (растворителе, доминирующем компоненте). Это распределение может быть грубодисперсным (размеры частиц 10^{-6} — 10^{-5} м), различимым под микроскопом; коллоидно-дисперсным (размеры частиц 10^{-8} — 10^{-7} м), различимым под ультрамикроскопом, и молекулярно-дисперсным (размеры частиц 10^{-10} — 10^{-9} м), неразличимым — истинный раствор.

При изучении миграции обычно рассматривается перемещение определенной части дисперсной фазы с флюидным диспергатором. Перемещающимися частицами — мигрантами — в зависимости от постановки задачи могут быть электроны, молекулы, ионы или комплексы. При этом мигрант может перемещаться не только относительно основной массы горных пород, но и относительно час-

тиц диспергатора (например, текущих частиц воды или молекул N_2 в воздухе).

Для описания состава смешанной фазы используются следующие экстенсивные параметры состояния: масса $m = \sum_{i=1}^N m_i$ (m_i — масса компонента i), количество вещества $n = \sum_{i=1}^n n_i$ (n_i — количество вещества i -го компонента), объем $V_0 = \sum_{i=1}^n n_i V_i$ (V_0 — общий объем перед смешиванием, причем общий объем смешанной фазы V после смешения равен или отличается от V_0). Удельный объем и удельное количество вещества являются величинами, отнесенными к массе (например, удельный объем $v_i = V_i/m_i$), а молярная масса и молярный объем — к количеству вещества (например, молярная масса $M_i = m_i/n_i$).

В качестве интенсивного параметра состояния используют концентрацию (показатель состава) компонента i в смешанной фазе. Концентрацию можно выразить в виде массы m_i , количества вещества n_i или объема V_i i -го компонента в массе m , количестве вещества n или объеме V смешанной фазы. Используются следующие выражения концентрации [49]: массовая доля $\omega_i = m_i/m$; молярная доля $x_i = n_i/n$; объемная доля $\varphi_i = V_i/V_0$; массовая концентрация (парциальная плотность) $\beta_i = \rho_i = m_i/V$; молярная (молярная) концентрация $c_i = n_i/V$ (моль/м³, ммоль/л); эквивалентная концентрация $c_{\text{экви}} = n_{\text{экви}}/V$ (г-экви/м³, мг-экви/л); объемная концентрация $\sigma_i = V_i/V$; молярное отношение $r_{i,j} = n_i/n_j$; массовое отношение $\xi_{i,j} = m_i/m_j$; объемное отношение $\psi_{i,j} = V_i/V_j$; моляльность $b_i = n_i/m$ растворителя (моль/кг), для пресной воды b_i численно равна c_i . При миграционных исследованиях ограничиваются вещественной (молярной) концентрацией c_i или $[i]$ массовой концентрацией $\beta_i = \rho_i$ или моляльностью b_i .

Важно отметить, что V может относиться и к общему объему породы и флюида, что приводит к совершенно различным значениям концентрации, поэтому следует тщательно следить за тем, какое выражение концентрации используется в каждом конкретном случае.

Водная фаза. Химически «чистая» вода — это в основном смесь девяти различных молекул ($H_2^{16}O$, $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$, $HD^{16}O$, $HD^{17}O$, $HD^{18}O$, $D_2^{16}O$, $D_2^{17}O$, $D_2^{18}O$), отличающихся изотопами водорода (1H — протий, $^2H(D)$ — дейтерий и $^3H(T)$ — тритий) и кислорода (^{16}O , ^{17}O и ^{18}O). 99,8 % молекул имеют массу 18 ($^1H^16O^1H$). Вода с формулами $D_2^{16}O$, $D_2^{17}O$, $D_2^{18}O$ называется тяжелой (ее получают при длительном электролизе обычной воды), а вода, содержащая сверхтяжелый изотоп водорода, — тритий (образуется в процессах ядерного распада) — сверхтяжелой (T_2O) [5]. С участием трития (период полураспада 12,3 года), образующегося также в атмосфере под действием космического излучения, происходит примерно

10^{-20} частей образования ${}^3\text{H}^{16}\text{O}^{1}\text{H}$ на одну часть H_2O . Эта водная молекула играет важную роль в качестве мигранта-трассера.

Воду можно рассматривать как полимеризованную жидкость с формулой $(\text{H}_2\text{O})_n$. Степень полимеризации n зависит от температуры и давления. Так называемые кластеры (агрегированные полимолекулы), встречающиеся наряду с отдельными молекулами воды, обычно имеют при 0°C структурную формулу $\text{H}_{180}\text{O}_{90}$, а при 70°C — $\text{H}_{50}\text{O}_{25}$ [57].

Как показывают характеристики электропроводности, «чистая» вода также диссоциирует по схеме $2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_3\text{O}^+ + \text{OH}^-$. Часто упрощенно вместо H_3O^+ записывают H^+ ; тогда ионное произведение воды K_v будет иметь вид: $K_v = c_{\text{H}^+} c_{\text{OH}^-} = [\text{H}^+][\text{OH}^-]$. Величина K_v зависит от температуры и при 25°C составляет $1,0 \cdot 10^{-14}$ моль²/л².

Зависимость плотности ρ водных растворов от минерализации c в обычном диапазоне давлений приближенно выражается линейным уравнением

$$\rho = \rho_0 + K_\rho c, \quad (1.1)$$

где $\rho_0 = 1$ г/см³; K_ρ — коэффициент, определяемый по приведенным ниже данным при c в диапазоне от 0 до 100 г/л [28]:

Раствор .	NaCl	KCl	CaCl ₂	NaHCO ₃	Na ₂ CO ₃	Na ₂ SO ₄
$K_\rho \cdot 10^3$.	0,68	0,62	0,80	0,70	0,98	0,88

В зависимости от температуры плотность изменяется на величину $\Delta\rho_v = 2 \cdot 10^{-4} (20 - \theta)$, где θ — температура (в $^\circ\text{C}$). Для растворов смешанного состава K_ρ можно определять как среднее взвешенное значение по относительному содержанию каждого компонента. В подземных водах изменения плотности обычно связаны с содержанием NaCl, так что зависимость плотности от минерализации можно принимать по этому компоненту, для которого в более широком диапазоне концентраций правильнее пользоваться кусочно-линейным уравнением вида

$$\rho = \rho_0 + K_\rho (c - c_0) \quad (1.2)$$

при значениях параметров, представленных в табл. 1.

Подземная вода представляет собой водный раствор, т. е. дисперсную систему. В этом растворе чистая вода является растворителем (диспергатором), а содержащиеся в ней вещества — раство-

Таблица 1

Параметры зависимости плотности подземных вод от концентрации

c_0 , г/л	ρ_0	K_ρ	c_0 , г/л	ρ_0	K_ρ
0	0,998	0,706			
50	1,033	0,676	200	1,13	0,62
100	1,06	0,655	250	1,16	0,607
150	1,098	0,636	300	1,19	0,6

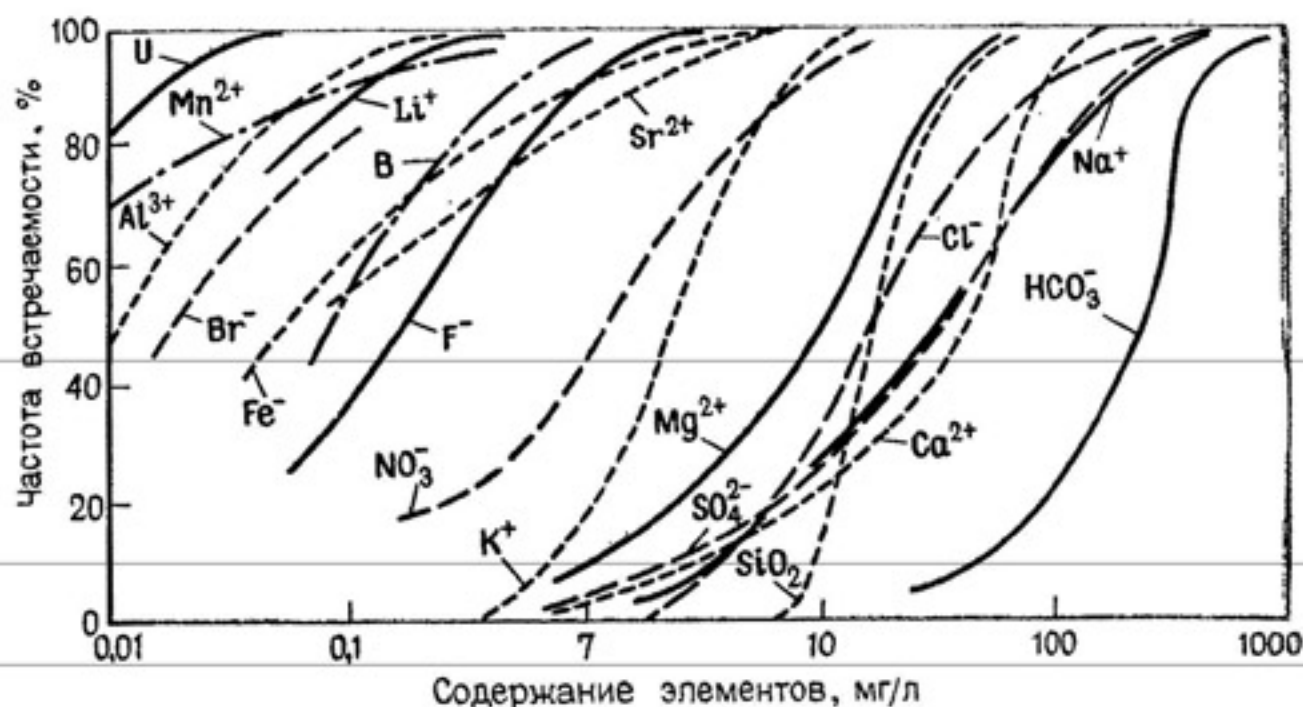


Рис. 1. Типичные содержания различных компонентов в подземных водах (по Л. Эверетту, 1980)

ренными компонентами (дисперсной фазой). Вследствие своего высокого дипольного момента вода представляет собой очень активный растворитель для многих твердых, жидких и газообразных веществ (рис. 1).

Мигрантами в подземных водах — в зависимости от поставленных задач — являются, например, истинные или коллоидально растворенные, суспензированные или эмульгированные твердые, жидкие газообразные частицы. Исследованиями в области координационной химии (например, [3]) установлено, что элементарной формой миграции растворенных веществ в воде являются не свободные ионы, а комплексные соединения. Под комплексом понимают относительно стабильные электронейтральные или заряженные соединения, которые образованы ионом металла (центральный атом) и одним или несколькими ионами или электронейтральными молекулами (лигандами). Свободные ионы металла гидратируются в водных растворах и образуют аквакомплексы, которые вновь служат исходной формой для образования других типов комплексов (см. гл. 2). Так как в воде в общем случае с помощью обычных методов анализа можно получить только суммарную концентрацию вещества, а не концентрации его различных комплексов, последние рассчитываются по соответствующим уравнениям. К суспензированным мигрантам относятся также микроорганизмы (бактерии, вирусы, грибы, простейшие водоросли), а также вещества, применяемые для формирования зон уплотнений в горных породах (например, частицы цемента). Эмульгированными мигрантами являются нерастворимые в воде частицы жидкостей, таких, как нефть и минеральные масла. В подземных водах могут мигрировать и пузырьки газа, если превышает концентрация насыщения воды этим газом.

Твердая фаза. При исследовании миграционных процессов в подземных водах порода рассматривается как пространственно фиксированная твердая фаза с определенной пространственной структурой (расположение твердого вещества и пустот), формирующей порово-трещинную среду для флюидной (водной) фазы. Структура пород отражается не только на основных фильтрационных свойствах (емкость и проницаемость), но и на величине внутренней поверхности (поверхность контакта флюида со скелетом породы), которая имеет большое значение для обмена мигрантами между жидкой и твердой фазами.

Породы — это естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения, сформировавшиеся в результате геологических процессов и залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел. С геохимической точки зрения — это естественные, закономерные ассоциации минералов, состоящих из петрогенных элементов (главных химических элементов породообразующих минералов), включая газы и жидкости, а также продукты техногенных процессов. В качестве породообразующих минералов преобладают силикаты (полевые шпаты, авгит, роговая обманка, слюды, оливин, глинистые минералы), карбонаты и окислы (кварц). Химические элементы содержатся в породах земной коры в следующих количествах (массовая доля, %/объемная концентрация, %): О — 46,71/94,24; Si — 27,69/0,51; Al — 8,07/0,44; Fe — 5,04/0,37; Ca — 3,65/1,04; Na — 2,75/11,21; K — 2,58/1,88; Mg — 2,08/0,28. В структурном отношении почти все минералы являются кристаллами, т. е. твердыми телами, структурные элементы которых (атомы, ионы, молекулы) пространственно и периодически расположены в кристаллической решетке.

Для развития миграционных процессов в подземных водах особое значение имеет изоморфизм минералов, когда отдельные структурные элементы решетки, замещаясь, образуют основу для формирования емкости ионного обмена породы [6, 35].

Воздух. Для модели миграции в подземном пространстве воздух рассматривается как однородная флюидная фаза с такими компонентами, как азот, кислород, аргон и т. п. Сухой атмосферный «чистый» воздух содержит (в %): N_2 78,09; O_2 20,15; Ar 0,93; CO_2 0,03, а также следы других газов. Эти процентные показатели являются вещественными долями x_i смешанной фазы «воздух». Величина $x_{O_2} = 20,15\%$ означает, что 1 моль воздуха содержит 0,2015 моля O_2 . Если, например, появляются газообразные H_2O (пары H_2O) или SO_2 , то указанные мольные доли x_i уменьшаются.

В зоне аэрации мольные доли компонентов воздуха непостоянны. Для нее характерны повышенное (по сравнению с атмосферным воздухом) содержание CO_2 (1—5 %) и пониженное O_2 (20 % до 0 %).

Смешанная фаза «воздух» наряду с газообразными частицами (молекулы и атомы) содержит минеральные и органические твердые и жидкие частицы, образующие аэрозоли. В зависимости от типа и величины этих частиц говорят, например, о пыли (взвешен-

ные в воздухе твердые частицы имеют величину порядка 10^{-6} — 10^{-4} м) и о тумане (в воздухе взвешены жидкие частицы). Изучение аэрозолей с точки зрения их миграции в подземном пространстве важно прежде всего создания подземных газохранилищ, а также при добыче нефти и газа. В качестве мигрантов в зоне аэрации значительную роль могут играть O_2 , H_2O , CO_2 , CH_4 , H_2S , NH_3 и др.

Происхождение компонентов и их влияние на качество подземных вод *

Оксид кремния SiO_2 слагает кварц, силикаты, алюмосиликаты — свыше половины объема пород земной коры. Аморфный кремнезем входит в состав скелета диатомовых водорослей, радиолярий, губок. В воде аморфный кремнезем малорастворим, при комнатной температуре его растворимость составляет 120 мг/л, а растворимость стабильного кварца более чем на порядок ниже. При температурах около $100^\circ C$ растворимость аморфного кремнезема достигает 400 мг/л, так что он способен отлагаться из вод термальных источников, образуя специфические осадки — гейзериты. В большинстве случаев SiO_2 поступает в воды в результате гидролиза полевых шпатов при выветривании горных пород. В ультрапресных водах SiO_2 является главным компонентом химического состава. Содержание его возрастает и в щелочных водах, но обычно в подземных водах оно не превышает первых десятков миллиграммов на литр. В воде SiO_2 чаще присутствует в молекулярно-диспергированном (H_4SiO_4 , H_2SiO_3), реже коллоидальном ($x SiO_2 \cdot y H_2O$) состоянии.

Оксид кремния малотоксичен для человека, животных, микроорганизмов и растений. Для орошения почвы в США рекомендуется использовать воды с предельно допустимой концентрацией (ПДК) кремния в пределах 10—50 мг/л. В связи с образованием труднорастворимых осадков в паровых котлах, бойлерах и турбинах ПДК кремния составляет 1—40 мг/л (в зависимости от давления). Кремнекислота добавляется в мягкие воды как средство защиты металлических трубопроводов от коррозии. В бальнеологии кремнекислота состава $H_2SiO_3 + HSiO_3 \geq 50$ мг/л используется в качестве лечебного компонента.

Железо Fe^{2+} , Fe^{3+} относительно широко распространено в земной коре (кларк 4,2 %), оно входит в состав горных пород и минералов (железорудные формации, магнетит, гематит, сидерит, гётит, железистые силикаты и пр.). В подземных водах она содержится в относительно небольших количествах (единицы, десятки миллиграммов на литр), изредка достигая сотен и в исключительных случаях тысяч миллиграммов на литр. Ограниченная миграционная способность этого компонента обусловлена наличием окислительного и сульфидного геохимических барьеров на путях мигра-

* Раздел составлен по материалам работ [5, 9, 16].

ции. В подземных водах обычно преобладает закисное железо (Fe^{2+}), и только в кислых водах (например, рудничные) основным мигрантом является Fe^{3+} (в составе комплексов на основе гидроксила, хлора, фтора, органических кислот). В резко восстановительной обстановке содержание Fe^{2+} достигает десятков и сотен миллиграммов на литр.

Для человека и теплокровных животных железо малотоксично. В концентрациях более 0,05 мг/л оно придает воде желтоватую окраску, а при содержании 1 мг/л — металлический привкус. При окислении ($\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$) и гидролизе образуется коллоидный осадок гидроксида железа (III), ухудшающий органолептические показатели воды. При высоких концентрациях Fe^{2+} осадки гидроксидов забивают трубопроводы и водозаборную арматуру. Концентрации железа в 1—2 мг/л токсичны для рыб и микрофлоры очистных сооружений. В СССР ПДК железа в питьевой воде составляет 0,3 мг/л по органолептическому показателю, а в ГДР — 0,5—1,5 мг/л. В бальнеологии железо в питьевых водах рассматривается в качестве лечебного компонента ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} \geq 20$ мг/л).

Марганец Mn^{2+} содержится в водах в концентрациях на порядок меньших, чем железо, а по миграционным особенностям близок к нему. В концентрациях больше 0,1 мг/л марганец делает воду мутной, а при концентрациях 0,5 мг/л появляется металлический привкус. Предположительно оказывает мутагенное действие на теплокровных животных и токсичен для растений в концентрациях свыше 0,5 мг/л. ПДК этого элемента в питьевой воде составляет в СССР 0,1 мг/л, в ГДР 0,25—0,5 мг/л, в других странах колеблется от 0,05 до 0,1 мг/л.

Кальций Ca^{2+} и *магний* Mg^{2+} являются основными компонентами пресных подземных вод. Их молярная доля в пресных водах среди катионов может достигать 100 %, а в соленых водах и рассолах десятков и (редко) сотен граммов на литр. Главные источники поступления в воду — карбонатные (известняки, доломиты), сульфатные (гипс, ангидрит, кизерит, эпсомит и др.) и галогенные (бишофит, карналлит) породы и минералы. Основные геохимические барьеры для кальция связаны с образованием труднорастворимых осадков карбоната и сульфата.

Кальций и магний — главные составляющие жесткости подземных вод. В СССР в питьевой воде ПДК по жесткости не должна превышать 7 мг-экв/л. Избыточная жесткость увеличивает расход мыла, износ тканей, понижает питательность продуктов. Повышенная жесткость способствует отложению накипи на теплообменниках. Высокое содержание магния (более 1 г/л) свидетельствует о возможной магниевой агрессивности воды по отношению к бетону. Содержание в питьевой воде Ca^{2+} более 100 мг/л способствует увеличению заболеваемости населения болезнями почек, артритами и полиартритами. Содержание в питьевой воде двух основных малорастворимых солей CaCO_3 и CaSO_4 в количествах более 400 мг/л каждой токсично для человека. Привкус ощущается при содержании их в воде с 50—250 мг/л. В углекислых водах при по-

терях углекислоты кальций и магний могут служить источником образования труднорастворимых карбонатов (травертинов).

Натрий Na^+ и калий K^+ — основные компоненты подземных вод, близкие по кларку в земной коре (2,64 и 2,60 %), но резко отличающиеся как мигранты. Калий легко сорбируется глинистыми минералами и поглощается живым веществом, в результате его содержание в водах более чем на порядок уступает натрию. Высокие концентрации калия в подземных водах могут служить поисковым признаком на калийные соли. Увеличение содержания хлоридов натрия и калия в водах рассматривают как одну из особенностей процесса галогенеза. Однако натрий может преобладать даже в составе ультрапресных вод вследствие гидролиза полевых шпатов (альбита). Очень характерно накопление натрия в так называемых содовых водах, насыщенных углекислотой и формирующихся в тектонически активных районах (Закавказье, Карпаты и др.). В связи с тем, что накоплению натрия препятствует только один геохимический барьер — садка галита, его концентрации в водах достигают 100 г/л, а корреляция с хлор-ионом наиболее высока уже с минерализацией 1—2 г/л и более.

Пороговые концентрации по привкусу хлоридов натрия и калия составляют свыше 150 и 350 мг/л соответственно. В питьевой воде в СССР содержание натрия не нормируется (лимитировано содержание хлор-иона в 350 мг/л), однако концентрация в 200 мг/л считается вредной. В США концентрация натрия более 20 мг/л признается нежелательной. В качестве ПДК натрия в питьевой воде предложено значение 50 мг/л. При концентрации более 50 мг/л увеличивается пенообразование на очистных сооружениях, возрастает коррозионное действие вод. Концентрация хлорида натрия в 700 мг/л оказывает токсическое действие на растения. Использование питьевых вод, обогащенных хлоридами натрия (более 1 г/л), неблагоприятно сказывается на деятельности сердечно-сосудистой системы.

Карбонаты CO_3^{2-} и бикарбонаты HCO_3^- также являются основными компонентами природных вод. Лимитирующим их содержание ингредиентом состава служит ион кальция, связывающий карбонаты и бикарбонаты в труднорастворимый карбонат кальция. В подземных водах с небольшим количеством углекислого газа содержание гидрокарбонатов не превышает первых сотен миллиграммов на литр (карбонатные ионы характерны только для воды при $pH > 8,5$). В углекислых подземных водах общая гидрокарбонатная щелочность может достигать 5 г/л и более, а в содовых озерах повышается до сотен граммов на литр. Карбонаты бикарбонаты — главные компоненты карбонатного равновесия в водах. Для пресных вод гидрокарбонатная щелочность обычно определяет химический тип воды, но с ростом минерализации ее место занимают более миграционно устойчивые ингредиенты состава (хлориды и сульфаты).

Щелочность подземных вод при использовании в питьевых целях не регламентируется, так как содержание гидрокарбонатов

косвенно лимитировано жесткостью. Бальнеологическая ценность лечебных минеральных вод часто определяется высоким содержанием углекислого газа (более 500 мг/л), но ему также обычно сопутствует высокая щелочность воды (содовые воды). С водами, характеризующимися высокими концентрациями гидрокарбонатов и углекислого газа, обычно связаны процессы травертинообразования (кальцит, арагонит), а в неуглекислых водах — цементация карбонатами порового пространства пласта при интенсивном испарении грунтовых вод.

Сульфаты SO_4^{2-} также являются одним из основных компонентов состава подземных вод. Наиболее устойчива форма миграции серы в окислительной обстановке. Лимитирующим концентрационным геохимическим барьером служит малорастворимый дигидрат сульфата кальция (гипс). При отсутствии источника кальция содержание сульфатов ограничено только растворимостью сульфата натрия (194 г/кг) и сульфата магния (445 г/кг). Обычно в пресных подземных водах содержание сульфатов уступает содержанию гидрокарбонатов, но в сульфатных породах — это главный компонент состава вод. Кроме сульфатных пород источником сульфатов могут служить продукты окисления сульфидных минералов (вплоть до образования серной кислоты), а в атмосфере — прежде всего окисление сернистого газа и поступление сульфатов с осадками в подземные воды (кислотные дожди).

Содержание сульфат-иона в питьевых водах в СССР ограничено значением 500 мг/л. В ряде стран (США, Франция) и Всемирной организацией здравоохранения рекомендуются более низкие предельные концентрации 200—250 мг/л. Сульфатные соли в большинстве случаев малотоксичны для человека и теплокровных животных. Порог ощущения привкуса для сульфата натрия составляет 150—200 мг/л, сульфата кальция 70—250 мг/л и сульфата магния 250—400 мг/л. Концентрация $MgSO_4$ в 1 г/л (а иногда и ниже) вызывает желудочные расстройства. Для орошения сельскохозяйственных культур вода с содержанием сульфатов более 1 г/л непригодна. Из-за агрессивного действия на бетон гидротехнических и подземных сооружений содержание сульфата в воде лимитировано значением 1 г/л, а для сульфатостойких цементов — 2,5 г/л. При более высоких содержаниях отмечается образование сульфата и сульфоалюмината кальция, полностью разрушающих бетон. В некоторых отраслях промышленности существуют жесткие ограничения по содержанию сульфатов (в мг/л): сахарная, консервная и морозильная 20, молочная 60, пивоваренная и текстильная 100. Для воды, поступающей в котлы электростанций, содержание сульфатов ограничивается значением 1000 мг/л. В бальнеологии сульфаты рассматриваются в качестве активного компонента питьевых минеральных вод (например, Московская минеральная вода). При высоких концентрациях сульфат-иона в водах возможно образование гипсовых осадков в транспортных системах.

Хлориды Cl^- , относящиеся к основным компонентам подземных вод, отличаются высокой миграционной способностью. Первичный

источник хлоридов — глубинный. В подземные воды хлориды поступают с атмосферными осадками (десятки миллиграммов на литр), в результате подтягивания к водозаборам соленых вод и рассолов, а также растворения галогенных пород. Кроме того, источниками хлоридов могут быть промышленные и коммунальные отходы и хлоридные соли, используемые в зимних условиях при борьбе с обмерзанием транспортных артерий.

Хлориды — нежелательный компонент питьевых вод, лимитированный во многих странах: ПДК изменяется от 250 (США, Франция) до 600 мг/л (Международный стандарт). В СССР в качестве предельной принята концентрация 350 мг/л. Рост содержания хлоридов неблагоприятно сказывается на деятельности сердечно-сосудистой системы человека. Появление неприятных вкусовых ощущений соответствует концентрации NaCl в 500 мг/л. Для крупного рогатого скота содержание хлоридов 1,5 г/л опасно, а концентрация 4 г/л вызывает гибель животных. В воде, применяемой для орошения почвы, содержание хлоридов не должно превышать 150 мг/л. Для некоторых культур, например citrusовых, вредное действие оказывают даже воды с концентрацией 30 мг/л. В промышленных производствах ПДК хлоридов в водах колеблется в очень широких пределах: от 20 мг/л до 35 г/л, как правило составляя до 250 мг/л.

Фториды F^- обычно содержатся в подземных водах в концентрациях от 0,1 до 0,4 мг/л и относятся к микрокомпонентам состава. Максимальные концентрации фторидов (граммы на литр) установлены в некоторых районах Кольского п-ова (Ловозеро). Повышены концентрации F^- в термальных и некоторых щелочных водах. Накоплению фтора в водах препятствует относительно низкая растворимость флюорита CaF_2 , составляющая примерно 16 мг/л.

Высокие концентрации фтора токсичны для людей (флюороз); при концентрациях менее 1 мг/л возможны патологические изменения зубной эмали (кариес). В зависимости от климатических районов норма содержания фтора в питьевой воде изменяется от 0,7 до 1,5 мг/л. Фтор способен к аккумуляции в организме человека, разрушает ферменты. При недостатке фтора (менее 0,7 мг/л) питьевую воду фторируют (добавка NaF).

Аммоний NH_4^+ , *нитраты* NO_3^- и *нитриты* NO_2^- попадают в подземные воды главным образом в результате разложения белковых соединений. Реже встречается азот минерального происхождения. В некоторых подземных водах содержание аммония достигает десятков, реже сотен миллиграммов на литр. В термальных водах содержание NH_4^+ может составлять граммы на литр. Нитриты присутствуют в водных концентрациях, измеряемых сотыми и десятными долями миллиграммов на литр, а содержание нитратов может достигать нескольких миллиграммов на литр. Наиболее высокое содержание нитратов (до сотен миллиграммов на литр) отмечается в водах при интенсивном использовании азотных удобрений в сельскохозяйственных районах.

Азотсодержащие вещества рассматриваются в качестве показателя загрязнения подземных вод. Согласно нормативам для питьевых вод, ПДК азота не должна превышать 10 мг/л (СССР) и 45—50 мг/л в расчете на нитраты (Международный и Европейский стандарты). Содержание нитритов рекомендуется ограничивать 1 мг/л (США).

Сухой остаток (общая минерализация) — это величина, устанавливаемая экспериментально при выпаривании воды. Она характеризует общее содержание растворенных солей и, частично, органических веществ. Обычно это сумма полученных при анализе минеральных веществ (часто превышает сухой остаток). С изменением минерализации качественно меняется и состав солевых компонентов: для пресных вод (минерализация до 1 г/л) это в основном гидрокарбонаты кальция, магния, натрия и редко сульфаты и хлориды, в солоноватых водах преобладают сульфаты, а в соленых водах и рассолах — хлориды.

По величине сухого остатка в питьевой воде в 1 г/л (СССР) лимитируется общее солесодержание. С разрешения санитарно-эпидемиологической службы этот показатель может быть увеличен до 1,5 г/л; в большинстве зарубежных стандартов эта величина рекомендуется в 500 мг/л (США, Международный стандарт). При очень низкой минерализации (менее 0,1 г/л) употребление воды в питьевых целях также может отрицательно повлиять на здоровье человека, поэтому производство воды на опреснительных установках ограничено нижним пределом минерализации в 0,1 г/л.

Живое вещество является особым компонентом подземных вод, оно включает представителей животных, растений, простейших, грибов и бактерий. С глубиной количество животных, растений, простейших и грибов резко сокращается, и в подземных водах глубоких горизонтов в пределах биосферы, т. е. до глубин с температурами воды около 100 °С, обитают главным образом бактерии и некоторые мелкие простейшие (микроорганизмы).

Исследования их влияния на качество подземных вод проводились в основном в связи с санитарно-охранными мероприятиями, причем объектом изучения являлась патогенная микрофлора. Участие литотрофной микрофлоры в миграционных процессах пока практически не изучалось, хотя микробиологами уже достаточно изучены вопросы физиологии и обмена веществ микроорганизмов, а также характер биогеохимического взаимодействия их с окружающей средой для большинства видов литотрофной микрофлоры.

Глава 2

ВНУТРИФАЗОВЫЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ

В подземной многофазной системе газ — вода — порода мигрирующие вещества подвергаются разнообразным превращениям. Рассмотрим ряд таких гидрохимических превращений, основыва-

ясь при математическом описании процессов на термодинамической концептуальной модели. Принципы математического описания ионного равновесия применительно к задачам аналитической химии рассмотрены в работе [3], а Р. Гаррелсом и Ч. Крайстом [6] эти методы и модели успешно использованы для анализа геохимических процессов.

Основы химической термодинамики

Важнейшей величиной, используемой для построения термодинамической концептуальной модели, служит потенциал, поскольку разность потенциалов является движущей силой изменения состояния. Под химическим потенциалом μ_i понимают парциальную молярную свободную энергию вещества i в данной фазе при постоянных давлении p и температуре T : $\mu_i = (\partial G / \partial n_i)_{T, p}$.

В энергетическом смысле химический потенциал представляет собой изменение энергии при G единичном изменении числа молей компонентов n . Свободная энергия системы G определяется разностью между энтальпией H и произведением термодинамической температуры T на энтропию S : $G = H - TS$. В современной литературе [3, 6, 25] термодинамическая функция состояния системы G имеет ряд синонимов — энергия Гиббса, изобарно-изотермический потенциал, свободная энтальпия, свободная энергия. Последний термин используется наиболее часто.

Согласно приведенному выше определению, химический потенциал является интенсивным параметром состояния, т. е. не зависит от размера системы или фазы, тогда как экстенсивные параметры (объем, энтропия, расположение, количество вещества и т. п.), напротив, зависят от распространения, размеров системы (фазы) и их массы. Экстенсивным параметром является свободная энергия G некоторой смешанной фазы j , определяемая при постоянных значениях температуры и давления как сумма произведений всех ее компонентов: $G_j = \sum (n_i \mu_i)_j$, где n_i — масса вещества i в смешанной фазе j .

Изменение свободной энергии при химической реакции получают из свободных энергий образования реагирующих веществ:

$$\Delta_R G = \sum G_{\text{ПР}}^{\text{В}} - \sum G_{\text{ИВ}}^{\text{В}}, \quad (2.1)$$

где $G_{\text{ПР}}^{\text{В}}$ и $G_{\text{ИВ}}^{\text{В}}$ — соответственно свободные энергии образования продуктов реакции (ПР) и исходных веществ (ИВ) в состоянии В.

Рационально разделить химический потенциал на две составляющие:

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln a_i = f(p, T [i]), \quad (2.2)$$

где μ_i^0 — часть, зависящая от p и T ; $RT \ln a_i$ — концентрационная составляющая (R — газовая постоянная, равная 8,314 Дж/(моль ×

$\times K$); T — абсолютная температура, $RT = 2,479$ кДж/моль для $T = 298,15$ K); a_i — активность мигрирующего вещества.

Выражение (2.2) обычно записывают не в терминах химического потенциала μ_i , а в равнозначных последним терминах парциальных молярных свободных энергий $\bar{G}$. Поскольку изменение химического потенциала (свободной энергии на моль вещества) представляет бóльший интерес, чем его абсолютное значение, обычно пользуются разностью свободных энергий в отношении некоторого выбранного стандартного состояния, обозначаемого индексом⁰. Изменение энергии системы зависит от давления, температуры и активности реагирующих веществ, поэтому для сопоставления результатов их относят к стандартному состоянию, т. е. для чистых конденсированных веществ при давлении 10^5 Па, а для веществ в растворе и газов при единичной активности каждого компонента. В соответствии с этим разность парциальных молярных свободных энергий $\Delta\bar{G}$ можно рассматривать в качестве вспомогательной расчетной безразмерной величины, отражающей отклонение свойств вещества в данной фазе от его свойств в идеальных системах: $\Delta\bar{G} = RT \ln a$. Таким образом, понятие активности a позволяет использовать уравнение термодинамики для расчета свойств реальных растворов и может рассматриваться в качестве термодинамической концентрации вещества.

Активность a_i вещества, мигрирующего в водной и газовой фазах (обозначена $\{i\}$), можно представить в виде:

$$a_{i_g} = \{i\}_g = \gamma_i [i]_g, \quad a_{i_l} = \{i\}_l = \gamma_{f,i} x_i = f_i, \quad (2.3)$$

где γ_i и $\gamma_{f,i}$ — коэффициенты активности и фугитивности мигрирующего вещества i (поскольку $\{i\}$ безразмерна, γ_i имеет размерность согласно принятой размерности концентрации вещества $[i]$, f_i — фугитивность вещества i безразмерна).

В соответствии с определением активности вещества как термодинамической концентрации коэффициент активности может рассматриваться в качестве поправочного коэффициента к концентрации, характеризуя величину отклонения свойств реального раствора от идеального. Применительно к газам понятию активности отвечает фугитивность (летучесть), представляющая собой как бы термодинамическое давление, которое имеет реальный газ при температуре T в объеме V . В качестве поправочного коэффициента к действительному давлению газа рассматривается коэффициент фугитивности. Согласно определению, активность всех чистых конденсированных веществ принята за 1 (например, $\{H_2O\} = 1$, $\{\text{минерал}\} = 1$).

Стандартный потенциал μ_i^0 был определен по уравнению (2.2) при $\{i\} = 1$. В прил. 1 приведены значения μ_i^0 различных веществ. Стандартный потенциал считают равным нулю для элементов в наиболее стабильных и чистых формах, иона водорода H^+ , электрона e^- , а также для газов при давлении 10^5 Па. Часто используют не стандартный химический потенциал, а эквивалентный ему термин — парциальная стандартная свобод-

ная энергия $\bar{G}_i^0$. Поскольку определить абсолютное значение стандартной свободной энергии невозможно, находят условные значения отдельных веществ, предполагая, что для чистых простых веществ (H_2 , Al , O_2 , C и т. д.) она равна нулю. Отсюда стандартная свободная энергия всех веществ, а также ионов определяется как стандартная свободная энергия реакций образования их из простых веществ или из гидратированных ионов водорода ($\bar{G}_i^0 = \Delta \bar{G}_i^0$).

Значения стандартных свободных энергий образования $\Delta \bar{G}_i^0$ (упрощенно — свободных энергий ΔG_i^0) вычислены и табулированы [25]. Зависимость стандартного потенциала μ_i^0 от давления невелика, но необходим пересчет его значений на другие температуры.

Коэффициент γ_i зависит от ионной силы раствора, которую рассчитывают по формуле

$$I = 0,5 \sum [i] z_i^2,$$

где $[i]$ — концентрация иона i ; z_i — заряд иона i .

Для перехода от концентраций, выраженных в молях на литр, к концентрациям в грамм-эквивалентах на литр необходимо учесть валентность ионов z_i . Например, для x_i моль/л двухвалентного иона i его концентрация c составит: $c = 2[x_i]$ г-экв/л и т. п. Выражение для ионной силы раствора в граммах-эквивалентах на литр будет иметь вид

$$I = 0,5 \sum c_i z_i.$$

Для нейтральных частиц в растворе (например, O_2 , N_2 , нейтральные комплексы) можно при практических расчетах принять $\gamma_i \approx 1$. При концентрациях меньше 0,1 моль/л активность незаряженных частиц в растворе отличается от концентрации примерно на 1 %, и следовательно, это не сказывается на результатах расчетов.

Для $I < 0,1$ целесообразно использовать таблицы Кьелланда [3], в которых приведены параметры A , B , a для расчетов коэффициентов активности по уравнению Дебая — Хюккеля:

$$-\lg \gamma = Az^2 \frac{\sqrt{I}}{1 + Ba\sqrt{I}}.$$

С использованием различных допущений о характере изменений параметров A , B и a были получены и другие выражения для коэффициентов активности. Для приближенного расчета γ_i при малых ионных силах подземных вод служит уравнение Гюнтельберга [57]:

$$-\lg \gamma_i = 0,5z_i^2 \frac{\sqrt{I}}{(1 + \sqrt{I})}.$$

Уравнение для коэффициентов активности имеет целый ряд модификаций, отличающихся введением добавочных линейных

эмпирических членов. Широко используется, например, уравнение Дэвича [3]:

$$-\lg \gamma = 0,509z^2 \left(\frac{\sqrt{I}}{(1 + \sqrt{I})} - 0,2I \right). \quad (2.4)$$

Величина погрешностей при расчетах по уравнению для ионных сил 0,1 моль/л достигает 3 %, а при ионной силе 0,5 моль/л — 8 %.

Для химической реакции, записанной в общем виде:

исходные вещества (ИВ) $\xrightleftharpoons[v^*]{v'}$ продукты реакции (ПР),

например



(где A, B, C, D — реагирующие вещества; $a, b, c, d = \nu$ — стехиометрические коэффициенты), в соответствии с уравнениями (2.1) — (2.2) получим

$$\Delta_R G = \sum_{\text{ПР}} \nu_i \mu_i - \sum_{\text{ИВ}} \nu_j \mu_j = \sum_{\text{ПР}} (\nu_i \mu_i^0 + RT \ln \Pi (\{i\}^{\nu_i})) - \\ - \sum_{\text{ИВ}} (\nu_j \mu_j^0 + RT \ln \Pi (\{j\}^{\nu_j})) = \Delta_R G^0 + RT \ln \left(\Pi \{i\}^{\nu_i} / \Pi \{j\}^{\nu_j} \right) \quad (2.6)$$

при

$$\Delta_R G^0 = \sum_{\text{ПР}} \nu_i \mu_i^0 - \sum_{\text{ИВ}} \nu_j \mu_j^0. \quad (2.7)$$

Отсюда вытекают следующие неравенства:

$\Delta_R G < 0$ — реакция идет слева направо, из исходных веществ образуются продукты реакции;

$\Delta_R G > 0$ — реакция идет справа налево, исходные вещества образуются из продуктов реакции.

Химическому равновесию отвечает $\Delta_R G = 0$, что из уравнения (2.6) дает:

$$\Delta_R G^0 = -RT \ln \left(\Pi_{\text{ПР}} \{i\}^{\nu_i} / \Pi_{\text{ИВ}} \{j\}^{\nu_j} \right),$$

где аргумент логарифмической функции обозначается в качестве термодинамической константы равновесия K :

$$K = \Pi_{\text{ПР}} \{i\}^{\nu_i} / \Pi_{\text{ИВ}} \{j\}^{\nu_j} = K(p, T) \quad (2.8)$$

или

$$K = \exp [-\Delta_R G^0 / (RT)]. \quad (2.9)$$

Так как величина K определена согласно уравнению (2.9) и выражению для μ^0 , она при одинаковых p^0 и T^0 имеет то же значение, что и μ^0 . Кроме того, она слабо зависит от давления, и пере-

счет значения $K = K_T^0$ на другие температуры производят приближенно по уравнению Вант-Гоффа:

$$d \ln K_T / dT = \Delta_R H^0 / (RT^2),$$

решение которого при допущении, что $\Delta_R H^0$ в рассматриваемом температурном интервале является постоянной, будет

$$\lg K_T = \lg K_{T^0} - \frac{\Delta_R H^0}{2.3R} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T^0} \right), \quad (2.10)$$

где $\Delta_R H^0$ — изменение энтальпии для данной химической реакции в стандартных условиях $\Delta_R H^0 = \sum_{\text{пр}} \nu_i \Delta h_i^B - \sum_{\text{ив}} \nu_j \Delta h_j^B$ (см. прил. 1).

Из выражения (2.6) должно следовать, что скорость превращения вещества, так называемая скорость реакции r , пропорциональна $\Delta_R G$:

$$r = r' - r'' = K' \sum_{\text{ив}} \nu_j p_j - K'' \sum_{\text{пр}} \nu_i p_i = -K \Delta_R G, \quad (2.11)$$

где r' и r'' — соответственно скорости прямой и обратной реакций, $r' = K' \Pi [j]$, $r'' = K'' \Pi [i]$; K — константа скорости реакции. Однако, такая реакционно-кинетическая модель используется довольно редко. Чаще исходят из того, что с ростом концентрации исходных веществ $c_j = [j]$ растет число возможных и реакционно-эффективных столкновений частиц, которое определяет скорость реакции

$$r = K \Pi [j] \quad (2.12)$$

или для исходных веществ с концентрацией A и B

$$r = K [A] [B], \quad (2.13)$$

где константа скорости реакции K является функцией температуры. С повышением температуры на 10 К химическая реакция протекает со скоростью, примерно в два-три раза большей, причем соотношение r'/r'' и равновесие почти не нарушаются. Модель, согласно уравнению (2.12), предполагает доминирование скорости прямой реакции r . Если увеличивается влияние обратной реакции, то величину r получают в соответствии с выражением

$$r = K' \Pi [j] - K'' \Pi [i] \quad (2.14)$$

или для реакции (2.5) $r = K'[A][B] - K''[C][D]$. Недостаток реакционно-кинетической модели, описываемой уравнениями (2.12), (2.14), заключается в том, что она не переходит в состояние химического равновесия, т. е. при

$$\Delta_R G = f([j], [i]) = 0 \quad \text{и} \quad K_T = \Pi \{i\}^{\nu_i} / \Pi \{j\}^{\nu_j}$$

не получаем $r \rightarrow 0$. Это условие выполнимо для модели, описываемой уравнением (2.14), если константу равновесия K_T представить как

$$K_T = \frac{\Pi_{\text{пр}} [i]}{\Pi_{\text{ив}} [j]} = K' / K''.$$

Тогда уравнение (2.14) примет следующий вид:

$$r = K' (\Pi [j] - \Pi [i] / K_T) \text{ или } r = K' ([A] [B] - [C] [D] / K_T), \quad (2.15)$$

причем K_T определяется согласно уравнениям (2.9) и (2.10). В то же время при термодинамически обоснованном модельном подходе к величине K согласно уравнению (2.8) получим:

$$r = K' (\Pi [j]^{\nu_j} - \Pi [i]^{\nu_i} / K_T), \quad (2.16)$$

а для реакции (2.5)

$$r = K' ([A]^a [B]^b - [C]^c [D]^d / K_T).$$

Часто бывает необходимо отразить кинетику реакции не только при $r \rightarrow 0$ (вблизи равновесия), но и для больших значений r , имея в виду, что r асимптотически стремится не к бесконечности, а к некоторому граничному значению $r_m = r_{\max}$. Этому условию удовлетворяет следующая реакционно-кинетическая модель:

$$r = r^* r_m / (r^* + r_m), \quad (2.17)$$

где r^* принимают согласно уравнениям (2.15) и (2.16), при $r^* \rightarrow 0$ она переходит в модель, описываемую выражениями (2.11), (2.15) и (2.16), а при $r^* \rightarrow \infty$ в $r = r_m$. Для $r^* = K^* c = (r_m / K_m) c$ уравнение (2.17) отражает, например, кинетику реакции Михаэлиса—Ментен.

Биокатализаторы в подземных условиях могут существенно или частично уменьшить эту энергию активации. Такие катализаторы, вырабатываемые микроорганизмами, часто увеличивают K на порядки, причем отношение констант скоростей прямой и обратной реакции практически не меняется.

Термодинамическое описание процесса требует в конечном счете сформулировать стехиометрический баланс масс и баланс электрических зарядов. Стехиометрический баланс (условие материального баланса) означает, что число атомов данного типа должно быть неизменным в изолированной системе. Каждую частицу учитывают столько раз, сколько она содержит атомов или групп одного и того же типа. Например, если S — молярная растворимость сульфата кальция, то материальный баланс по сульфату имеет вид: $S = [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{HSO}_4^-] + [\text{CaSO}_4^0]$.

Баланс электрических зарядов (условие электронейтральности) определяется подсчетом общего числа зарядов (на единицу объема) и приравниванием последнего к общему числу отрицательных зарядов (в том же объеме). При этом учитывается каждый ион в растворе, даже тот, который не принимает участия в равновесии [3]. Например, для раствора соляной кислоты последнее имеет вид: $[\text{H}^+] = [\text{Cl}^-] + [\text{OH}^-]$.

Для анализов почвенных и грунтовых вод погрешность баланса зарядов ϵ по катионам K и анионам A не должна превышать 5 %:

$$\epsilon = 100 (\sum (z_K [K]) - \sum (z_A [A])) / (\sum (z_K [K]) + \sum (z_A [A])).$$

Более высокие расхождения вызываются аналитическими погрешностями или неверными представлениями о реальных формах миграции макрокомпонентов состава.

Процессы ассоциации и диссоциации растворенных веществ

При ассоциации и диссоциации веществ, мигрирующих в подземных водах, особое значение имеют три процесса: молекула $\rightleftharpoons$ катион + анион; комплекс $\rightleftharpoons$ части комплексов; хлопьевидный осадок $\rightleftharpoons$ коллоид.

Электролитическая диссоциация и активность воды. Процесс диссоциации (или распада) нейтральной молекулы (или иона) по уравнению: молекула $\rightleftharpoons$ катион + анион называется электролитической диссоциацией. Некоторые вещества (например, NaCl), уже в твердом состоянии построены из ионов, другие диссоциируют на ионы только в воде. Вода диссоциирует на ионы H_3O^+ и OH^- и ассоциирует согласно уравнению $2\text{H}_2\text{O}^0 \rightleftharpoons \text{H}_3\text{O}^+ + \text{OH}^-$ или, при упрощенной форме записи $\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$.

По уравнению (2.7) и данным, приведенным в прил. 1, получим: $\Delta_R G^0 = 0,0 - 157,4 - (-237,3) = 79,9$ кДж/моль. При $\{\text{H}_2\text{O}\} = 1$ константа диссоциации воды K_w при 25°C и $p = 10^5$ Па составляет: $K_w^0 = \{\text{H}^+\}\{\text{OH}^-\} = 1,005 \cdot 10^{-14}$. Для любой температуры T имеем [см. уравнение (2.10) и прил. 1]:

$$\lg K_w = -13,998 - \frac{55,9 \cdot 10^3}{2,3 \cdot 8,314} \left(\frac{1}{T} - 3,354 \cdot 10^{-3} \right),$$

т. е. при температуре 10°C ($T = 283$ К) $\lg K_w = 14,54$ или $K_w = 0,295 \cdot 10^{-14}$.

Величина рН определяется как отрицательный логарифм активности иона водорода:

$$\text{pH} = -\lg \{\text{H}^+\} = -\lg [\text{H}^+] - \lg \gamma_{\text{H}^+} = -\lg K_w + \lg \{\text{OH}^-\}.$$

Дистиллированная вода, находящаяся в равновесии с атмосферой, обычно имеет слабокислую реакцию (рН 5,6—5,7), поскольку при отсутствии других ионов в воде концентрация ионов водорода определяется диссоциацией угольной кислоты: $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$.

Процессы комплексообразования. Химические элементы в составе многокомпонентных растворов, какими являются подземные воды, мигрируют не только в виде простых диссоциированных ионов, но и в виде ионных и молекулярных ассоциаций (в том числе и органических) различной степени сложности, называемых комплексными соединениями.

При несколько упрощенном подходе под *комплексными соединениями* понимаются относительно устойчивые заряженные или электронейтральные образования, состоящие из иона... металла (центрального иона — комплексообразователя Me_i) и иона, группы ионов или электронейтральных молекул (лигандов L_j), так что в

принятых обозначениях (опуская валентности), общую формулу комплексного соединения можно представить в виде $Me_i(L_j)_k$, где k — координационное число. Параллельно с центральной реакцией комплексообразования неорганических соединений, протекающей путем последовательного присоединения к центральным ионам лигандов (при одновременно идущих обратных реакциях диссоциации промежуточных соединений) по схеме

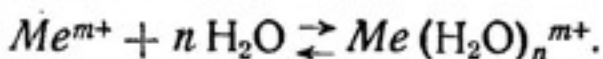


в водных растворах обычно идут реакции гидратации и протонирования ионов — комплексообразователей и лигандов [35, 59]

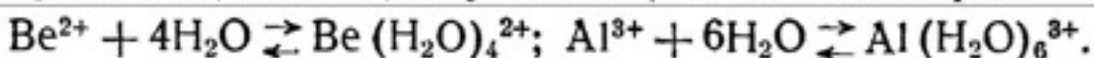


контролируемые кислотно-щелочной реакцией среды pH, $i=1, \dots, m$; $j=m+1, \dots, m+l$ (m и l — число ионов-комплексообразователей и лигандов).

Процесс комплексообразования, описываемый выражениями (2.18) — (2.22), позволяет объяснить многообразие водных форм миграции одного и того же химического элемента, который может находиться в соединениях, различающихся зарядом, молекулярной массой и размером. Уже сам пересчет внешних отличий наталкивает на представление о том, что характер участия того или иного элемента в физико-химических процессах определяется не только (а часто и не столько) его общим содержанием в растворах, как это подразумевалось нами ранее, но и степенью дифференциации элемента по отдельным группам водорастворенных соединений. Процесс комплексообразования (2.18) может рассматриваться и в более полной постановке, учитывающей, что все ионы металлов в водном растворе гидратируются с образованием аквакомплексов:

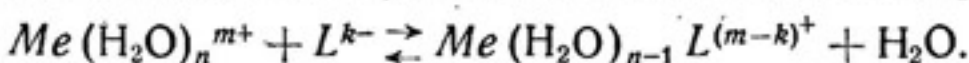


Следует отметить, что число координационно связанных молекул воды (диполей) определяется величиной заряда иона:



Комплекс $Al(H_2O)_6^{3+}$ стабилен лишь при pH 4, при pH от 6 до 8 преобладает нейтральная частица $Al(OH)_3^0$, а при pH 8 — отрицательно заряженная $Al(OH)_4^-$. Ион водорода H^+ также образует аквакомплексы, для которых характерны цепочечные структуры (например, H_3O^+ , $H_7O_3^+$, $H_9O_4^+$).

На второй ступени комплексообразования диполи воды замещаются другими лигандами, содержащимися в растворе:



Аквакомплексы являются исходными формами для образования других типов комплексов. В большинстве случаев координационно связанные молекулы воды не пишутся в уравнениях комплексообразования и аквакомплексы обозначаются как свободные ионы [6, 35].

Рассматривая комплексообразование (соответственно и процесс распада комплекса) как цепочную реакцию (третья ступень комплексообразования): $Me_i + L_j \rightleftharpoons Me_iL_{j1}$, $Me_iL_{j1} + L_j \rightleftharpoons Me_iL_{j2}$, $Me_iL_{j2} + L_j \rightleftharpoons Me_iL_{j3} \dots$, получим выражения для констант стабильности отдельных комплексов K_n :

$$\frac{\{Me_iL_{j1}\}}{\{Me_i\}\{L_j\}} = \bar{K}_1; \quad \frac{\{Me_iL_{j2}\}}{\{Me_iL_{j1}\}\{L_j\}} = \bar{K}_2, \dots$$

и соответственно для совокупности реакций — суммарную константу стабильности K_n [20, 35]:

$$K_1 = \bar{K}_1, \quad K_2 = \bar{K}_1\bar{K}_2 \dots, \quad K_n = \prod_{i=1}^n \bar{K}_i.$$

Лиганды делят на монодентатные и полидентатные: первые (например, H_2O , OH^- , Cl^- , S^{2-}) содержат один связывающий атом и одно координационное место в комплексе, а вторые (например, гуминовые кислоты) — несколько таких атомов и координационных мест, охватывающих центральный атом как бы клешнями. Такие лиганды называют также хелатообразующими, а комплексы — хелатами [35]. Комплексы, содержащие несколько центральных атомов, называют полиядерными. Лиганды представляют собой координационные ячейки для атомов-комплексообразователей. Если несколько различных лигандов координационно связываются в комплексное соединение, то такая комплексная группа обозначается как лигандносмешанный комплекс.

Химический анализ проб воды обычно дает только суммарное значение концентрации c анализируемого вещества i , получаемое из парциальных концентраций свободных ионов, неорганических и органических комплексов. Поскольку в процессах миграции принимают участие реальные комплексные соединения, важно распределить это суммарное значение концентрации по различным комплексам, которые фактически проявляют себя в миграционных процессах. Основой для этого служит термодинамика процессов комплексообразования.

Для вычисления реального распределения вещества (например, сульфатов, на такие миграционные формы, как SO_4^{2-} , $CaSO_4^0$, $MgSO_4^0$ и $NaSO_4^-$), на оснований уравнений баланса масс, электронейтральности и констант устойчивости разнообразными численными методами с использованием ЭВМ рассчитывают комплексную структуру различных веществ [6].

Особую группу соединений составляют металлоорганические комплексы: сильными комплексообразователями в природных водах являются фульво- и гуминовые кислоты [20, 35]. Для техно-

генных стоков характерна комплексация ионов металлов с искусственными органическими соединениями.

Несмотря на массовый характер миграции элементов (особенно микрокомпонентов) в форме комплексных соединений, анализ процессов их образования в расчетных моделях миграции обычно затруднен из-за недостаточной изученности химического строения сложных, часто полимерных, ассоциаций и отсутствия в большинстве случаев данных об их термодинамических константах. Поэтому при количественном описании процессов трудно найти альтернативу для исходной системы уравнений (2.18) — (2.22).

Рассмотрим пути ее преобразования к удобной для дальнейшего использования форме, позволяющей учитывать эти процессы в уравнениях миграции подземных вод, имея в виду также требование возможности определения параметров этой системы.

Поскольку каждой реакции комплексообразования (2.18) — (2.22) соответствует свое уравнение для констант равновесия (в данном случае — констант устойчивости комплексного соединения и диссоциации комплексообразующей кислоты) $K_{i,j,k}$, $K_{i,k}^{\text{OH}}$, $K_{j,k}^{\text{H}}$, $K_{i,j,k}$, $K_{i,j,k}^{\text{OH}}$, можно найти обобщенные соотношения между суммарными (практически определяемыми) концентрациями металлов $c_{Me_i}^T$ и лигандов $c_{L_j}^T$ и парциальными концентрациями этих компонентов в химически несвязанных формах c_{Me_i} и c_{L_j} :

$$c_{Me_i}^T = c_{Me_i}(1 + B_{ci}); \quad c_{L_j}^T = c_{L_j}(1 + B_{L_j}); \quad (2.23)$$

$$B_{ci} = \sum_k K_{ik}^{\text{OH}} [\text{OH}]^k + \sum_j \sum_k \{K_{ijk} c_{L_j}^k + K_{ijk}^{\text{H}} c_{L_j} [\text{H}]^k + K_{ijk}^{\text{OH}} c_{L_j} [\text{OH}]^k\}; \quad (2.24)$$

$$B_{L_j} = \sum_k K_{jk}^{\text{H}} [\text{H}]^k + \sum_i \sum_k \{k K_{ijk} c_{Me_i} c_{L_j}^{k-1} + K_{ijk}^{\text{H}} c_{Me_i} [\text{H}]^k + K_{ijk}^{\text{OH}} c_{Me_i} [\text{OH}]^k\}, \quad (2.25)$$

где $[\text{H}]$ и $[\text{OH}]$ — концентрации ионов водорода и гидроксила. Численные значения констант, входящих в уравнения (2.24) и (2.25), при известных значениях стандартных свободных энергий образований соответствующих равновесных форм (2.18) — (2.20), могут быть рассчитаны по уравнению (2.9). Решение алгебраической системы (2.23) — (2.25), состоящей из $m+l$ уравнений с тем же числом неизвестных, позволяет, в частности, определить в статике концентрации c_{Me_i} и c_{L_j} при заданной величине pH; при необходимости, базируясь на уравнениях констант устойчивости (2.9), рассчитывают и другие вероятные формы миграции элементов.

Понимая несовершенство исходной гидрохимической модели, представляемой системой уравнений (2.18) — (2.22), можно тем не менее увидеть ее существенное достоинство в том, что уже в настоящее время она реально может быть обеспечена необходимой параметрической базой. Важно также, что на рассмотренные здесь

представления не накладывается принципиальных ограничений с точки зрения их развития для дальнейшего учета в расчетных моделях и более сложных гомогенных взаимодействиях, например, в системе потенциалзадающих элементов, когда взаимодействия протекают с обменом электронами.

Коагуляция и флокуляция. Наряду с молекулярно растворенными веществами в подземных водах имеются коллоидные и суспендированные частицы, которые далее будем называть коллоидами. В воде различают растворенные гидрофильные (смачиваемые) и гидрофобные (несмачиваемые) коллоиды. Гидрофобные коллоиды имеют с водой истинные границы раздела, а гидрофильные окружаются несколькими типичными слоями; в результате электростатического притяжения отрицательно заряженный коллоид окружается катионным слоем или так называемым слоем Штерна — Гельмгольца, далее — до уровня выравнивания зарядов между анионами и катионами — идет диффузионный электрический слой (ДЭС). Если коллоиды подвергаются электрофорезу, то они перемещаются со своими оболочками; напряженность электрического поля, при которой начинается это перемещение (ξ -потенциал), является мерой сил отрыва на поверхности сдвига.

Коллоиды коагулируют, если силы отталкивания, определяемые σ -потенциалом, не превышают сил притяжения. Силы притяжения тем больше, чем ближе коллоиды к состоянию молекулярного броуновского движения. Если, например, трехвалентные катионы Fe^{3+} и Al^{3+} попадают в коллоидную оболочку и вытесняют одновалентные Na^{+} и K^{+} , то диффузионный слой сжимается и уменьшаются силы отталкивания коллоидальных частиц.

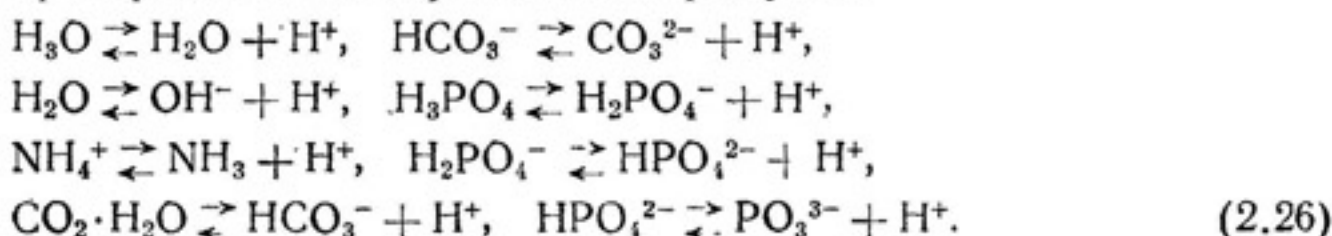
Соединение и структурирование коагулированных коллоидов путем создания различных мостичных связей и других механизмов полимеризации называются флокуляцией, а образующиеся при этом частицы — агрегатами или хлопьями. Следствием коагуляции и флокуляции часто является осаждение или адсорбция. Коагуляцию и флокуляцию в подземных водах рассматривают в качестве обратимого ассоциативно-диссоциативного процесса, который в зависимости от конкретных условий стремится к определенному состоянию термодинамического равновесия. Инверсию коагуляции, т. е. повторное растворение коагулированного коллоида, называют пептизацией [40].

Кислотно-основные процессы

Химические реакции с передачей иона водорода (кислотно-основные) имеют исключительно важное значение для грунтовых вод и зоны аэрации.

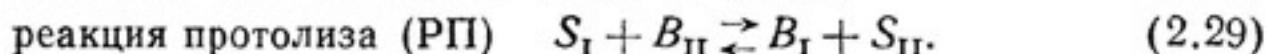
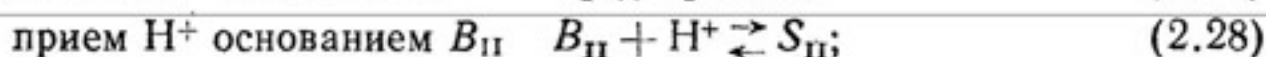
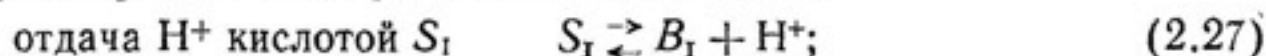
Кислота проявляет себя как донор протонов, а основание — как их акцептор. Вследствие этого кислота и основание образуют сопряженную пару. Каждая кислота при отдаче протона переходит в соответствующее ей основание $A^{-} \rightleftharpoons B$, из которого она мо-

жет вновь образоваться, приняв протон $BH^+ = HA$. Типичными примерами таких сопряженных пар служат:



Эти примеры показывают, что имеются вещества, выполняющие как протоннодонорную, так и протонноакцепторную функцию (например, H_2O , HCO_3^- , $H_2PO_4^-$, HPO_4^{2-}). Такие вещества называются амфолитами.

Полная передача протона (прототрофность) требует соединения двух сопряженных пар кислота — основание:



Отсюда получаем константы равновесия (кислотные константы) обеих полуреакций и суммарной реакции:

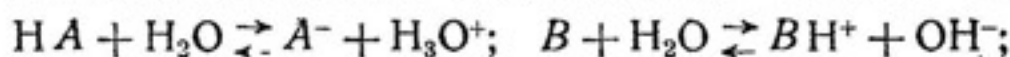
$$K_{S_I} = \{H^+\} \{B_I\} / \{S_I\}; \quad K_{S_{II}} = \{H^+\} \{B_{II}\} / \{S_{II}\};$$

$$K = \{S_{II}\} \{B_I\} / \{B_{II}\} \{S_I\} = K_{S_I} / K_{S_{II}},$$

$$\lg K = \lg K_{S_I} - \lg K_{S_{II}}.$$

Таким образом, для сопряженной пары кислота — основание ($B = A^-$, $BH^+ = HA$) ($\{A^-\} \{BH^+\} / \{HA\} \{B\} = 1$) выполняется соотношение $K_S K_B = \{H_3O^+\} \{OH^-\} = \{H^+\} \{OH^-\} = K_{H_2O} K_B^0$, а при давлении 10^5 Па и 25°C : $-\lg K_B - \lg K_S = 14$.

По отношению к воде как к растворителю ($\{H_2O\} = 1$) кислотная константа K_S выступает в качестве показателя степени силы кислоты, а основная константа K_B — степени силы основания:



$$K_S = \{H_3O^+\} \{A^-\} / \{HA\} \{H_2O\}; \quad K_B = \{BH^+\} \{OH^-\} / \{B\} \{H_2O\}.$$

Если значения K_S , H_2O и K_B , он воды как амфолита рассчитываются точно по определению, то получают пределы существования сильных кислот и оснований в воде.

Общепринята [40] классификация кислот и оснований, представленная в табл. 2 и 3.

Для наглядности изображения масштаба протолитической реакции $HA + H_2O \rightleftharpoons A^- + H_3O^+$ используют степень протолиза 100α (в %):

$$\alpha = [A^-] / [HA] + [A^-].$$

Последняя указывает, сколько процентов всех изначально имевшихся HA -молекул прореагировало с водой с передачей протона. Смесь из кислот средней силы и сопряженных им оснований имеет

Таблица 2

Классификация кислот и оснований

Классы кислот и оснований	$\lg K_S$	$\lg K_B$
Очень сильные	—	$< 1,74$
Сильные	$\geq 1,74$	$< 4,5$
Средней силы	$\geq 4,5$	$< 9,0$
Слабые	$\geq 9,0$	$< 15,74$
Очень слабые	$\geq 15,74$	—

свойство при добавке ограниченного количества сильной кислоты или основания практически не менять величину рН. Такие системы называются буфером. Мерой буферного действия служит буферная емкость β [40]: $\beta = dc/d(\text{pH})$, $\beta = 2,3 ([\text{H}^+] + [\text{OH}^-] + [\text{A}^-][\text{HA}])/([\text{A}^-] + [\text{HA}]) \approx 2,3 [\text{S}][\text{B}]/([\text{S}] + [\text{B}])$. Из равенства $\{\text{H}^+\} = K_S \{\text{S}\}/\{\text{B}\}$ следует, что при добавке сильной кислоты или, соответственно, основания [40]

$$\text{pH} \approx -\lg K_S - \lg \frac{[\text{S}] + c_S}{[\text{B}] - c_S} = -\lg K_S - \lg \frac{[\text{S}] - c_B}{[\text{B}] + c_B},$$

где c_S и c_B — концентрации кислоты и основания соответственно.

Тесно связаны с буферной емкостью щелочность и кислотность, определяемые как расход кислоты или основания, необходимый для достижения определенного значения рН или определенного изменения величины рН.

Буферные системы, встречающиеся в подземных условиях, представлены прежде всего слабыми кислотами и их анионной основой ($\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}/\text{HCO}_3^-$; $\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$; $\text{H}_2\text{PO}_4^-/\text{HPO}_4^{2-}$) и слабыми основаниями с сопряженными им катионными кислотами ($\text{NH}_3/\text{NH}_4^+$).

Таблица 3

Значения pK_S и pK_B для некоторых сопряженных пар кислота—основание

Классы кислот и оснований	Кислоты	pK_S	Основания	pK_B
Очень сильные	H_3PO_4	1,96	H_2PO_4^-	12,04
Сильные	HSO_4^-	1,91	SO_4^{2-}	12,09
	$[\text{Fe}(\text{H}_2\text{O})_6]^{3+}$	2,22	$[\text{Fe}(\text{OH})\text{X} \times (\text{H}_2\text{O})_5]^{2+}$	11,78
Средней силы	$\text{CO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	6,38	HCO_3^-	7,62
	H_2PO_4^-	7,12	HPO_4^{2-}	6,88
Слабые	HCO_3^-	10,32	CO_3^{2-}	3,68
	HPO_4^{2-}	12,32	PO_4^{3-}	1,68
Очень слабые	H_2O	15,74	OH^-	—1,74

Главная буферная точка системы (максимальная буферная емкость) всегда находится там, где смешиваются эквимольные количества буферных компонентов. Значение pK_s буферной кислоты должно лежать возможно ближе к стабилизирующим значениям pH (буферному уровню). Используемая в практических целях буферная емкость β , пары кислота — основание, рассчитывается только в интервале $pH = -\lg K_s \pm 1$.

В подземных водах образуется ряд буферных систем, которые, взаимодействуя, могут оказывать влияние друг на друга и тем самым затруднять интерпретацию гидрохимических данных.

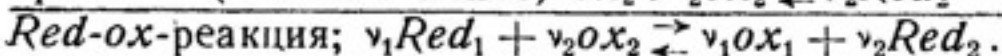
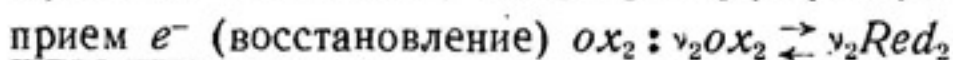
Окислительно-восстановительные процессы

В то время как отличительным признаком реакции протолиза была передача протона H^+ от кислоты к основанию [см. выражение (2.27)], при окислительно-восстановительных процессах (*Red-ox*-процессы) происходит передача n элементов e^- от восстановителя *Red* к окислителю *ox*:



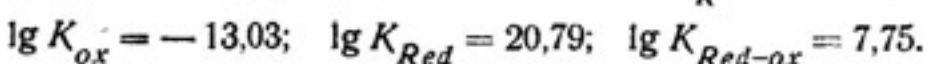
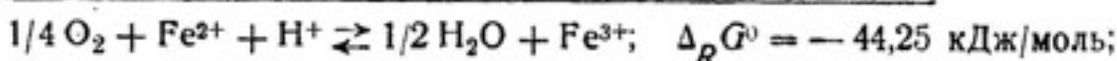
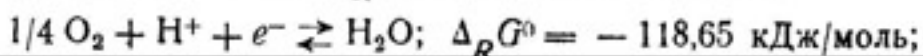
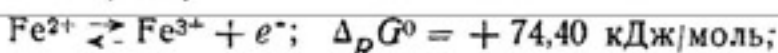
Под окислением понимают процесс отдачи (восстановитель окисляется), а под восстановителем — приема (окислитель восстанавливается) электронов. Электроны, распределенные между двумя атомами, произвольно относят к более электроотрицательному из них или делят поровну, если атомы одинаковы.

Полная передача электронов, как и полная передача протонов, требует соединения двух сопряженных окислительно-восстановительных пар [см. уравнения (2.27) — (2.29)]. Свободные электроны в водном растворе постоянно не присутствуют:



Определение константы равновесия K для окислительно-восстановительных процессов осуществляется по аналогии с вышеописанным.

Пример.



Степень окисления железа повышается от 2 до 3, а у кислорода в молекуле воды она снижается от 0 до -2.

По аналогии с величиной pH как степенью активности протона используется значение $pE = -\lg \{e^-\}$ в качестве степени актив-

ности электрона. Для основного уравнения (2.30), согласно уравнению (2.6), получим значение $\Delta_R G$:

$$\Delta_R G = \Delta_R G^0 + 2,3RT \lg \left(\frac{\{ox\}^v \{e^-\}^n}{\{Red\}^v} \right),$$

тогда в условиях термодинамического равновесия ($\Delta_R G = 0$)

$$pE = pE^0 + (v/n) \lg \left(\frac{\{ox\}}{\{Red\}} \right), \quad pE^0 = \Delta_R G^0 / (n2,3RT). \quad (2.31)$$

Вместо значений pE часто используют величину окислительно-восстановительного потенциала Eh :

$$Eh = (2,3RT/F) pE, \quad (2.32)$$

где F — постоянная Фарадея. При $F = 9,65 \cdot 10^4$ кл/моль и $RT_{25}^\circ C = 2,479 \cdot 10^3$ Дж/моль согласно выражению (2.32) $Eh = 0,059 pE$.

Уравнение Нернста можно получить из уравнений (2.31) и (2.32):

$$Eh = Eh^0 + [v2,3RT/(nF)] \lg \left(\frac{\{ox\}}{\{Red\}} \right);$$

$$Eh^0 = \Delta_R G^0 / (nF).$$

Для рассмотренного выше примера получим: $Fe^{2+} \rightleftharpoons Fe^{3+} + e^-$; $\Delta_R G^0 = 74,4$ кДж/моль; $pE^0 = 13,05$; соответственно $Eh^0 = +0,77$ В. Увеличивающийся восстановительный потенциал (восстановительная среда) характеризуется низкими значениями pE^0 и Eh^0 .

Диаграммы $pH = pE$ часто называют диаграммами стабильности. Они получили достаточно широкое распространение в гидрогеохимии. Для понимания сути этих диаграмм упрощенно поясним их построение на примере водорастворимых соединений железа. Прежде всего охарактеризуем стабильность самой воды с помощью двух полуреакций: $1/4 O_2(g)^* + H^+ + e^- \rightleftharpoons 1/2 H_2O$; $\Delta_R G^0 = -118,65$ кДж/моль; $\lg K = 20,8$; $H_2O + e^- \rightleftharpoons 1/2 H_2(g) + OH^-$; $\Delta_R G^0 = 79,9$ кДж/моль; $\lg K = -14,0$, где K — коэффициент равновесия.

Согласно уравнению (2.8) с учетом (2.3) запишем:

$$1 / (x_{O_2(g)} \{H^+\} \{e^-\}) = 10^{20,8}; \quad x_{H_2(g)}^{1/2} \{OH^-\} / \{e^-\} = 10^{-14},$$

а логарифмируя, получим

$$pE = 20,8 - pH + 1/4 \lg x_{O_2(g)}; \quad pE = -pH - 1/2 \lg x_{H_2(g)}. \quad (2.33)$$

Уравнения (2.33) получены при допущении, что $x_{O_2} = 1$ и $x_{H_2} = 1$, т. е. при парциальном давлении 10^5 Па (линии I и II на рис. 2, а). Выше линии I H_2O разлагается вследствие окисления на газообразный кислород и H^+ , а ниже линии II, при восстановлении, на газообразный водород и OH^- [6].

Границу стабильности между $Fe(OH)_3$ и $Fe(OH)_2$ в качестве твердых веществ можно получить из реакции: $Fe(OH)_3(k) + H^+ + e^- \rightleftharpoons Fe(OH)_2(k) + H_2O$ $\Delta_R G^0 = -26,2$ кДж/моль $\lg K = 4,59$, что соответствует положению линии III на рис. 2, б согласно выраже-

* Здесь и далее буквой (г) обозначено газообразное состояние вещества. (к) — твердое и (в) — жидкое.

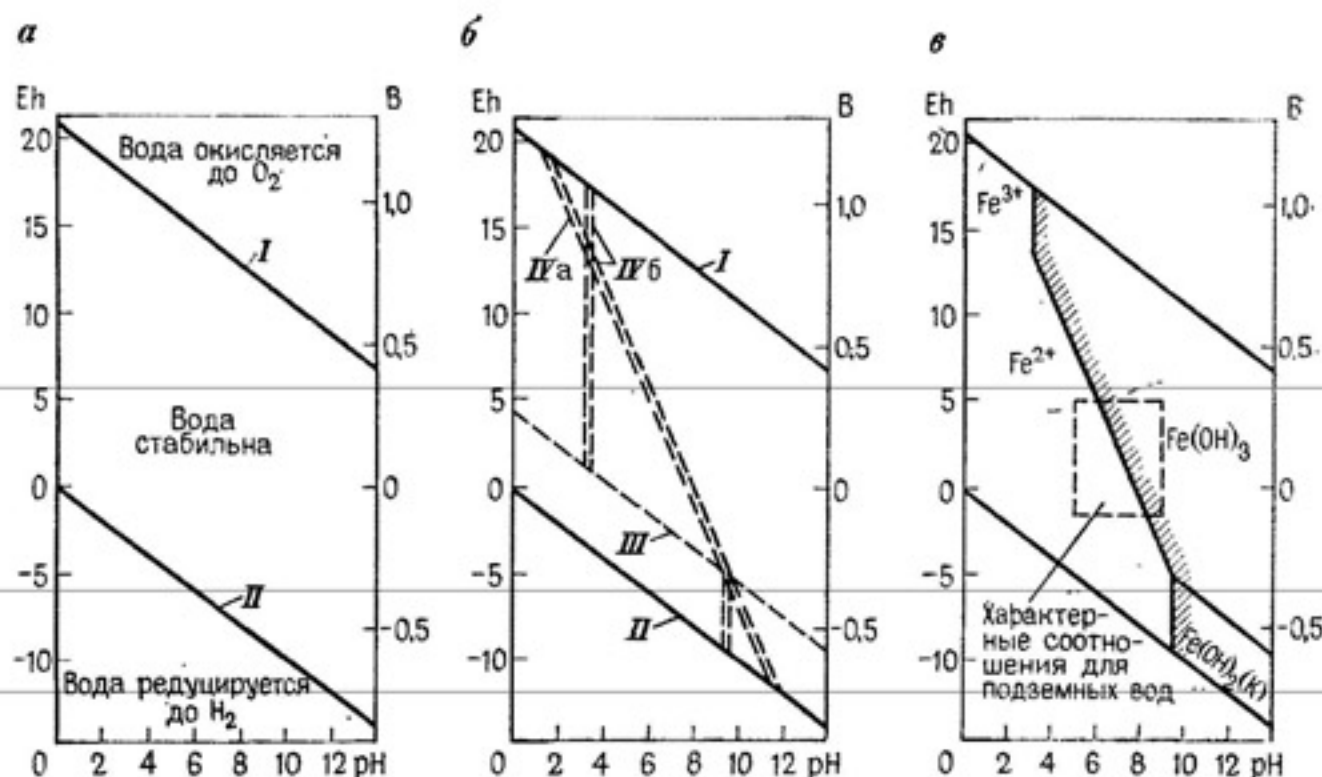


Рис. 2. Диаграммы стабильности воды (а) и основных соединений железа (б, в) в водном растворе

ниям: $1/(\{H^+\}\{e^-\}) = 10^{4,59}$ или $pE = 4,59 - pH$. Ниже этой линии стабильна $Fe(OH)_2$, а выше — $Fe(OH)_3$.

Граница стабильности ионов Fe^{3+} в растворе в пересчете на $Fe(OH)_3(k)$ устанавливается по следующим выражениям $Fe(OH)_3(k) + 3H^+ \rightleftharpoons Fe^{3+} + 3H_2O$; $\Delta_R G^0 = -27,5$ кДж/моль; $\lg K = 4,82$; $\{Fe^{3+}\}/\{H^+\}^3 = 10^{4,82}$ или $pH = 1,61 - 1/3 \lg \{Fe^{3+}\}$.

При предположении (!), что активность $Fe^{3+} = 10^{-5}$ или 10^{-6} , получим соответственно линии IVa и IVb на рис. 2, б. При допущении (!) $Fe^{2+} = 10^{-5}$ или 10^{-6} из уравнения реакции следует: $Fe(OH)_2 + 2H^+ \rightleftharpoons Fe^{2+} + 2H_2O$; $\Delta_R G^0 = -75,7$ кДж/моль; $\lg K = 13,26$; $\{Fe^{2+}\}/\{H^+\}^2 = 10^{13,26}$ или $pH = 6,63 - 1/2 \lg \{Fe^{2+}\}$, что и определяет в восстановительной среде положение линий Va и Vb.

В заключение отметим еще границу между Fe^{2+} и $Fe(OH)_3$: $Fe(OH)_3 + 3H^+ + e^- \rightleftharpoons Fe^{2+} + 3H_2O$; $\Delta_R G^0 = -101,9$ кДж/моль; $\lg K = 17,85$; $Fe^{2+}/(\{H^+\}^3 \times \{e^-\}) = 10^{17,85}$, соответственно уравнение этой границы можно записать в следующем виде: $pH = 1/3(-\lg Fe^{2+} + 17,85 - pE)$; при $\{Fe^{2+}\} = 10^{-5}$ или 10^{-6} , оно определяет положение линий VIa и VIb (на рис. 2, б).

При практическом использовании подобных диаграмм стабильности нужно иметь в виду, что получаемые по ним границы действительны лишь при условии использования активностей и стандартных потенциалов $\Delta_R G^0$. Но последние для таких соединений, как $Fe(OH)_3(k)$, зависят и от типа кристаллического вещества [25]. Тем не менее эти диаграммы, конечно, могут быть использованы для наглядной интерпретации гидрогеохимических данных. Более детально их применение и приемы построения изложены в работе [6].

Наибольшие ограничения связаны с неравновесностью многих природных систем, обусловленной медленной и весьма сложной кинетикой природных процессов.

Различают две серии типичных окислительно-восстановительных процессов в подземных водах в зависимости от того, постоянно присутствует в них растворенный кислород почвенного воздуха (открытая система) или нет (замкнутая система).

После проникновения инфильтрата в грунтовые воды (водонасыщенную зону) воздух зоны аэрации практически не дает дополнительного притока O_2 (замкнутая система). Кислород, ранее растворенный в инфильтрате, расходуется на окисление органических веществ, которые одновременно служат донором электронов и источником энергии. Если весь кислород в грунтовых водах израсходован, то функция акцептора электронов переходит к нитратам, которые при этом восстанавливаются. После использования нитратов в усиливающейся восстановительной среде (убывающие значения pE или Eh) восстанавливаются Mn^{4+} и Fe^{3+} и в конечном счете: сульфат до сульфида, диоксид углерода до метана и азотсодержащие вещества до аммония.

Ниже приведена серия типичных окислительно-восстановительных процессов, при которых CH_2O органических веществ (условно называемые «сахарный элемент») реально представлен, например, моно-, ди-, олиго- и полисахаридами, жирными кислотами, аминокислотами или фенолами [57]:

Реакция	Уравнение
Воздушная респирация	$CH_2O + O_2(в) \rightarrow CO_2 + H_2O$
Денитрификация	$CH_2O + 4/5 NO_3^- + 4/5 H^+ \rightarrow CO_2 + 2/5 N_2(г) + 7/5 H_2O$
Восстановление Mn^{4+}	$CH_2O + 2MnO_2(к) + 4H^+ \rightarrow 2Mn^{2+} + 3H_2O + CO_2$
Восстановление Fe^{3+}	$CH_2O + 8H^+ + 4Fe(OH)_3 \rightarrow 4Fe^{2+} + 11H_2O + CO_2$
Восстановление сульфатов	$CH_2O + 1/2 SO_4^{2-} + 1/2 H^+ \rightarrow 1/2 H_2S + H_2O + CO_2$
Метановая ферментация	$CH_2O + 1/2 CO_2 \rightarrow 1/2 CH_4 + CO_2$
Фиксация азота	$CH_2O + H_2O + 2/3 N_2 + 4/3 H^+ \rightarrow 4/3 NH_4^+ + CO_2$

Начало восстановления NO_3^- при Eh 0,45—0,55 В (рН 7)

Начало образования Mn^{2+} при Eh 0,35—0,45 В (рН 7)

Подтвержденная граница для растворенного кислорода при Eh 0,33 В

Подтвержденная граница для NO_3^- — Eh 0,22 В

Начало образования Fe^{2+} — Eh 0,15 В

Начало образования SO_4^{2-} и S^{2-} — Eh 0,03 В

Подтвержденная граница для SO_4^{2-} — Eh 0,18 В

Кислород воздуха, постоянно поступающий в зону аэрации посредством диффузии с определенным градиентом парциального давления кислорода, определяет свою серию типичных окислительно-восстановительных процессов [57]:

Реакция	Уравнение
Воздушная респирация	$O_2(в) + CH_2O \rightarrow CO_2(в) + H_2O$
Окисление сульфидов	$O_2(в) + 1/2 HS^- \rightarrow 1/2 SO_4^{2-} + 1/2 2H^+$
Окисление Fe^{2+}	$O_2(в) + 4Fe^{2+} + 10H_2O \rightarrow 4Fe(OH)_3 + 8H^+$
Нитрификация	$O_2(в) + 1/2 NH_4^+ \rightarrow 1/2 NO_3^- + H^+ + 1/2 H_2O$
Окисление Mn^{2+}	$O_2(в) + 2Mn^{2+} + 2H_2O \rightarrow 2MnO_2(к) + 4H^+$

Все эти процессы катализируются микроорганизмами, а именно подвергаются каталитическому действию энзимов (продуктов

обмена веществ) при достижении определенной скорости реакции обмена. Важнейшими организмами такого «биокатализа» в водонасыщенной зоне служат бактерии, а в зоне аэрации — грибки, водоросли и т. п. Размер бактерий соизмерим с размером коллоидов, но они меньше суспендированных частиц (от 0,3 до $5 \cdot 10^{-6}$ м). Выделяемые ферменты резко уменьшают необходимую для реакций окисления и восстановления энергию активации. При этом локальная микросреда около этих микроорганизмов существенно отличается от средней статистической. Из окислительно-восстановительных процессов бактерии извлекают энергию, необходимую для обмена веществ. При этом минимальная молярная энтальпия реакции $\Delta_r H$ равна или превышает 60 Дж/моль [57].

В зависимости от того, требуется ли для жизнедеятельности бактерий кислород, различают аэробные, анаэробные и факультативные бактерии. Для питания они используют такие доноры электронов, как углерод, азот, серу или фосфор. Отдельные виды бактерий часто отличаются по потреблению микроэлементов.

Даже из этого краткого описания видно, что роль бактерий в подземных водах очень велика, однако исследование микробиологических процессов в почвенных и грунтовых водах все еще находится в начальной стадии.

Биогенные преобразования химического состава

Живое вещество в подземных водах связано с абиотической окружающей средой разнообразными процессами физико-химического взаимодействия.

Поскольку биохимические процессы развиваются только в водной среде, в наземной и подземной частях гидросферы они распространены всюду, где термические, барические и другие условия допускают возможность существования и развития живого вещества. Таким образом, в пределах биосферы состав подземных вод, так же как и состав водовмещающих горных пород, в значительной степени определяется жизнедеятельностью живого вещества, а целый ряд широко распространенных компонентов состава подземных вод, таких, например, как CO_2 , H_2S , CH_4 , N_2 , Fe и др., часто имеет биохимический генезис, являясь продуктами различных физико-химических преобразований микроорганизмами (главным образом, бактериями) веществ окружающей среды.

Эти преобразования осуществляются в процессе метаболизма (обмена веществ) микроорганизмов. В результате конструктивного и энергетического обмена со средой обеспечивается воспроизводство живого вещества, т. е. продуцирование биомассы. Оно происходит в процессе питания в результате синтеза специфических для каждого вида организмов биополимеров из мономеров (аминокислоты, азотистые основания, сахара и т. д.). Необходимую для синтеза энергию микроорганизмы получают в процессе дыхания и брожения от окислительно-восстановительных реакций, катализируемых специфическими ферментами.

Большинство бактерий подземных вод — хемотробы, т. е. они получают энергию при окислении химических соединений — неорганических (хемолитотрофы) и органических (хемоорганотрофы). Окислителем в большинстве случаев служит кислород (свободный или связанный в форме SO_4^{2-} , NO_3^- , CO_2), являющийся акцептором электрона в окислительно-восстановительных реакциях обмена веществ. В самой верхней части почвенных горизонтов обитают фототрофы, использующие в качестве источника энергии солнечный свет по реакции $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$. Углерод, необходимый для синтеза биомассы, микроорганизмы могут получать непосредственно из углекислоты и других минеральных соединений (автотрофы), из более сложных органических соединений (гетеротрофы), а также смешанным путем (миксотрофы).

Гетеротрофный и автотрофный циклы утилизации углеродных соединений тесно взаимосвязаны. Органические вещества, созданные автотрофами или фототрофами, в ходе биосинтеза реализуются гетеротрофами при процессах дыхания следующих типов:

- 1) аэробного — наиболее энергетически выгодного;
- 2) анаэробного — с использованием энергии восстановления серы, сульфатов, азота нитратов, оксидов металлов с переменной валентностью;
- 3) конституционного анаэробного или «брожения» субстрата (обычно углеводов), происходящего в отсутствие как свободного, так и связанного кислорода и являющегося энергетически менее эффективным, чем первые два типа. При этом процессе обычно не происходит полного разложения органики до углекислоты и воды.

Количество энергии, высвобождающейся в процессах дыхания и брожения, зависит от градиента окислительно-восстановительного потенциала. Эта энергия затрачивается на биосинтез (рост биомассы), на процессы поддержания жизнедеятельности, а также частично на синтез восстановленных высокополимерных молекул — «запасных» веществ.

В процессе биосинтеза, кроме основных биогенных элементов (C, O, H, N, P, S), могут вовлекаться ряд других, таких как Fe, Mn, Si, Pb, As, Mo, Co, Zn, Se и Cu, особенно в результате деятельности хемолитоавтотрофов. Рассмотрим в качестве примеров некоторые гидрогеохимические следствия их обмена веществ. К хемолитоавтотрофии, т. е. использованию для жизнедеятельности только неорганических веществ, способны следующие группы бактерий:

- 1) бактерии, окисляющие восстановленные соединения серы и молекулярную серу;
- 2) метанообразующие;
- 3) нитрифицирующие;
- 4) ацетатобразующие;
- 5) бактерии, окисляющие закисное железо (железобактерии).

Ниже приводится краткая характеристика основных преобразований химического состава подземных вод, вызываемых этими бактериями [19].

Бактерии, окисляющие восстановленные соединения серы и молекулярную серу (тиобациллы и др.), используют энергию окисления серы в сульфат для ассимиляции углерода. Различные виды тиобацилл весьма разнообразны по типам питания, отношению к pH среды и т. д. Существуют бактерии, окисляющие S^0 , S^{2-} , $S_2O_3^{2-}$, $S_4O_6^{2-}$ до сульфатов, например, $S^0 + H_2O = 1,5O_2 \rightarrow SO_4^{2-} + 2H^+$ ($\Delta G_0' = -584,9$ кДж/моль); $S^{2-} + 2O_2 \rightarrow SO_4^{2-}$ ($\Delta G_0' = -794,5$ кДж/моль).

Иногда окисление является неполным и в среде обнаруживаются поли-тионаты.

Большинство тиобацилл — аэробы, однако существуют, например, часто встречающийся в почвенных и грунтовых водах вид *Thiobacillus denitrificans*, который в анаэробных условиях способен одновременно с окислением серы восстанавливать нитрат до нитрита и далее до свободного азота: $5S_2O_3^{2-} + H_2O + 8NO_3^- \rightarrow 10SO_4^{2-} + 2H^+ + 4N_2$ ($\Delta G_0' = -741$ кДж/моль); $5S^0 + 2H_2O + 6NO_3^- \rightarrow 5SO_4^{2-} + 4H^+ + 3N_2$ ($\Delta G_0' = -553$ кДж/моль).

Оптимальные значения pH весьма различны: от 1,5—4 для *Thiobacillus ferrooxidans* до 6—8 для *Thiobacillus denitrificans*, *Thiobacillus novellus* и др. Тиобациллы — широко распространенные в верхней части литосферы микроорганизмы, играющие важнейшую роль в окислении и переводе в раствор труднорастворимых сульфидов. При этом процессе возрастает, иногда до значительных величин (до 1 г/л и более), содержание SO_4^{2-} в подземных водах, что характерно для областей применения азотистых удобрений при вспашках активности *Thiobacillus denitrificans* (с реализацией сульфидов, рассеянных главным образом в глинистых породах, и органики почв), а также для районов рудных и угольных месторождений, где с участием различных видов тиобацилл формируются сильноокислые агрессивные рудничные воды. Кроме того, сильное подкисление раствора способствует разложению труднорастворимых минералов — силикатов и алюмосиликатов.

Метанобразующие бактерии в строго анаэробных условиях способны синтезировать метан из углекислоты и молекулярного водорода, который является донором электронов: $4H_2 + CO_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O$ ($\Delta G_0' = -32,7$ кДж/моль), а также из других (органических) субстратов: формиата, метанола, полиметиламинов, ацетата и т. д. Оптимальные для их роста pH изменяются от 6,5 до 8. М. А. Глазовская и Н. Г. Добровольская отмечают, что в результате деятельности этой группы бактерий формируется приблизительно 2/3 общей продукции метана в земной коре. Они вовлекают в биогидрогеохимические процессы сульфидные и другие минералы, используя их как источник серы, а некоторые — как источник молибдена, никеля, вольфрама, кобальта.

Нитрифицирующие бактерии. Пять родов бактерий (*Nitrosomonas*, *Nitrosococcus* и др.) окисляют аммоний до нитритов: $NH_4^+ + 1,5O_2 \rightarrow NO_2^- + 2H^+ + H_2O$ ($\Delta G_0' = -270,7$ кДж/моль). Вторую фазу нитрификации — окисление нитритов до нитратов — осуществляют бактерии трех родов (*Nitrobacter*, *Nitrospina*, *Nitrococcus*): $NO_2^- + 0,5O_2 \rightarrow NO_3^-$ ($\Delta G_0' = -77,4$ кДж/моль). Оптимальные значения pH для различных нитрификаторов 7,5—8,0, т. е. соответствуют обычным для грунтовых и подземных вод.

Трансформация положительно заряженного NH_4 -иона в анион в первой фазе нитрификации способствует подкислению среды, что может способствовать повышению растворимости ряда соединений, в частности силикатов. Нитрификация — один из важнейших этапов круговорота азота в природе — процесс, идущий со значительной скоростью и повсеместно. Исследование его в подземных водах важно также в связи с вредностью для человека промежуточного продукта — нитритов — и некоторых других соединений — продуктов гетеротрофной нитрификации.

Ацетатобразующие бактерии — анаэробные микроорганизмы, способные окислять молекулярный водород с использованием CO_2 в качестве акцептора электронов и с образованием уксусной кислоты: $4H_2 + 2CO_2 \rightarrow CH_3COOH + 2H_2O$

($\Delta G_0' = -167,6$ кДж/моль). К образованию уксусной кислоты способны также и метанобразующие бактерии.

Бактерии, окисляющие железо (железобактерии), — наиболее неопределенная в таксономическом отношении группа, которая включает не только хемолитоавтотрофы, но и бактерии многих других групп, в частности гетеротрофы. Сюда же относятся бактерии, окисляющие соединения Mn ($Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$): $Mn^{2+} + 1/2 O_2 + 2 OH^- \rightarrow MnO_2 + H_2O$. Однако в связи с очень малой свободной энергией реакции вопрос об энергетической значимости этого процесса для микроорганизмов пока остается дискуссионным.

Среди бактерий, окисляющих соединения железа, выделяют: 1) бактерии, окисляющие Fe^{2+} образуемой ими H_2O_2 (*Arthrobacter*, *Leptothrix*, *Metallogenium* и др.): $2Fe^{2+} + H_2O_2 + 2H^+ \rightarrow 2Fe^{3+} + 2H_2O$. Реакция обусловлена необходимостью ингибирования одного из метаболитов — H_2O_2 , токсичного для бактерий; 2) бактерии, способные адсорбировать коллоидные формы окисного железа Fe^{3+} на поверхности своих клеток; 3) бактерии, высвобождающие окисное или закисное железо при использовании органической части органоминеральных железистых комплексов; 4) бактерии, способные получать энергию при окислении Fe^{2+} (pH < 4,5); 5) бактерии, окисляющие Fe^{2+} и одновременно S^{2-} (*Thiobacillus ferrooxidans*) — таксономически относятся к уже рассмотренной группе *Thiobacillus*. Оптимальные pH для их роста находятся в пределах 1,8—3,5: $2Fe^{2+} + 0,5 O_2 + 2H^+ \rightarrow 2Fe^{3+} + H_2O$ ($\Delta G_0' = -33,0$ кДж/моль при pH раствора 1,5). Важно, что при этой реакции помимо окисления труднорастворимых сульфидов благодаря образованию сильных окислителей $FeSO_4$ и H_2SO_4 происходит химическое разложение таких устойчивых минералов, как силикаты и алюмосиликаты, образованием и переводом в раствор гидроокисей Al и Si. По нашим данным, pH фильтратов из монтмориллонитовых глин с активной микрофлорой рода *Thiobacillus* после двух лет хранения во влажном состоянии составлял 1,8—4,2 при pH фильтратов из свежих образцов 7,5—8,5. Д. Лацей и Ф. Лоусон установили, что скорость окисления Fe^{2+} микроорганизмом *Thiobacillus ferrooxidans* приблизительно в 500 000 раз превышает скорость химического окисления.

Кроме рассмотренных преобразований, вызываемых в основном хемолитоавтотрофами, огромное значение для формирования состава подземных вод имеют процессы, осуществляемые другими группами микроорганизмов, особенно сульфатредуцирующими бактериями, денитрификаторами (частично рассмотренные выше в связи с окислением соединений железа), процессы продукции водорода, окисления метана и т. д.

Сульфатредуцирующие бактерии восстанавливают сульфаты подземных вод, используя в качестве источника углерода, а часто и источника энергии жирные кислоты. В других случаях они используют энергию окисления молекулярного водорода: $4H_2 + SO_4^{2-} \rightarrow S^{2-} + 4H_2O$ ($\Delta G_0' = -176,2$ кДж/моль). Акцепторами электронов помимо сульфатов у различных видов могут быть тиосульфат, сульфит, свободная сера и тетратионат.

В целом специфика процессов физико-химического взаимодействия микроорганизмов подземных вод с абиотической окружающей средой, связанная с особенностями их энергетического и конструктивного обмена, состоит в возбуждении и катализе (с помощью специфического ферментативного аппарата живых организмов) разнообразных окислительно-восстановительных реакций, которые без участия живого вещества при данных условиях не идут вообще или идут очень медленно; в разнообразных преобразованиях химических форм вещества (органических в неоргани-

ческие и наоборот); в фазовых преобразованиях; в продуцировании биомассы из органических и неорганических соединений.

Среди процессов биогеохимических преобразований в литосфере важнейшее значение имеет аккумуляция различных веществ, например, кальцита, сульфидов, гетита, биогенных минералов, газов и т. д.

Сложный комплекс разнообразных, но взаимообусловленных биогеохимических процессов является одной из составных частей общего круговорота веществ в атмо-, гидро и литосферах. Моделирование его в настоящее время представляет большие трудности. На современном этапе исследований основной задачей является получение количественных характеристик биогеохимических процессов в подземной гидросфере (как отдельно, так и в различного рода взаимодействиях) с изучением степени и характера зависимости их от физических, физико-химических, химических и других параметров (условий) абиотической окружающей среды.

Темпы естественного прироста биомассы и продолжительность жизни микроорганизмов зависят от конкретных физико-химических и природных условий и могут быть весьма значительными. При отсутствии в природе явлений массовой гибели и отмирания живого вещества продукция биомассы, образовавшейся за 1 сут при размножении одной бактериальной клетки, в благоприятных условиях составила бы несколько тонн. Продолжительность жизни бактериальной клетки в подземных водах по различным данным может достигать нескольких месяцев (патогенных бактерий и вирусов до двух лет). При неблагоприятных условиях некоторые виды бактерий могут превращаться в споры, сводя к минимуму все свои жизненные функции.

Выражение для скорости роста и деградации биомассы ΔR может быть представлено так:

$$\Delta R = R_{\text{рсв}} + R_{\text{радс}} + R_{\text{дсв}} + R_{\text{далс}}, \quad (2.34)$$

где $R_{\text{св}}$ и $R_{\text{адс}}$ — скорости роста $R_{\text{р}}$ и деградации $R_{\text{д}}$ биомассы в свободном и адсорбированном состояниях. Величина ΔR может быть как положительной, так и отрицательной, что зависит от конкретных условий: количества питательного субстрата, скорости удаления токсических отходов жизнедеятельности микроорганизмов и т. п.; в условиях биологического равновесия $\Delta R = 0$.

И. Моно предлагает считать, что

$$R_{\text{рсв}} = K_{\text{р}} n_0 c_6; \quad R_{\text{радс}} = K_{\text{р}} N_6; \quad R_{\text{дсв}} = -K_{\text{д}} n_0 c_6; \quad R_{\text{далс}} = -K_{\text{д}} N_6,$$

где c_6 и N_6 — удельное содержание биомассы в жидкой и твердой фазах (концентрация и объемная сорбционная емкость, соответственно); $K_{\text{р}}$ и $K_{\text{д}}$ — коэффициенты скорости роста и деградации биомассы, соответственно; n_0 — активная пористость грунта. Тогда выражение (2.34) можно записать в следующем виде: $\Delta R = K_{\text{р}}(n_0 c_6 + N_6) - K_{\text{д}}(n_0 c_6 + N_6) = (n_0 c_6 + N_6)(K_{\text{р}} - K_{\text{д}})$.

Зависимость между $K_{\text{р}}$ и концентрацией питательных веществ $c_{\text{п}}$, по И. Моно, выражается стандартным уравнением для катали-

зируемых энзимами реакций с одним субстратом: $K_p = K_p^0 c_n / (K_n + c_n)$, где K_p^0 — параметр скорости роста биомассы; K_n — константа насыщения питательного субстрата.

По Р. Стайнеру, М. Дудороффу и Е. Адельбергу K_n для *Enterobacteria Coli* в триптофановой среде составляет $1,1 \cdot 10^{-6}$ г/л. По данным А. Годи, Е. Годи и А. Овайаши для гетерогенной популяции микроорганизмов сточных вод, растущих на глюкозе, K_n составляла $0,1 \cdot 10^{-6}$ г/л, $K_p^0 = 0,38$ ч⁻¹, $K_d = 0,025 - 0,098$ ч⁻¹ [48].

На основании опытных данных по фильтрации в песках воды, содержащей бактерии *Ersheria Coli* и фаг MS₂, А. Е. Орадовская [4] предлагает пользоваться для сорбции микроорганизмов кинетическим уравнением вида $dN_6/dt = \alpha_{km} (N_{6_0} - N_6) c_6$,

где α_{km} — коэффициент кинетики, $\alpha_{km} = \rho_6 / c_6$ (здесь ρ_6 — плотность бактериальной массы); N_{6_0} — равновесная емкость с раствором предельного насыщения c_0 ; t — время. По этим опытам получились характерные значения $c_6 / N_6 = 0,015 - 0,02$ и $\alpha_{km} = 0,1 - 0,5$ сут⁻¹.

Глава 3

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ ОБМЕН

В СИСТЕМЕ «ВОДА—ПОРОДА»

В процессах миграции подземных вод большое значение имеет обмен мигрирующими веществами (мигрантами) между жидкой и твердой фазами (система «вода — порода»). Ниже рассмотрены основные формы такого обмена.

Сорбция

Сорбцией называется процесс совместного действия адсорбции и десорбции, т. е. связывания или освобождения мигрантов на поверхности твердой фазы, выполняющей при этом лишь функцию «носителя», без изменения вещественного состава мигрантов и «носителя» (исключением является так называемая хемосорбция, имеющая обычно необратимый характер). Сорбция происходит под действием поверхностных сил, мерой потенциала которых является молярная энтальпия адсорбции Δh_r , зависящая от форм связи адсорбируемых частиц. Основными видами таких поверхностных сил являются ван-дер-ваальсовы силы притяжения ($\Delta h_r > 50$ кДж/моль); силы притяжения Кулона, возникающие вследствие противоположного заряда адсорбата и адсорбента; химические связи в результате ионных или ковалентных связей ($\Delta h_r > 500$ кДж/моль).

На рис. 3 приведены понятия, применяемые при описании сорбционных процессов: мигрант в адсорбированном и неадсорбированном состояниях называется соответственно адсорбтом и адсорбтивом, твердая фаза с прочно локализованным ад-

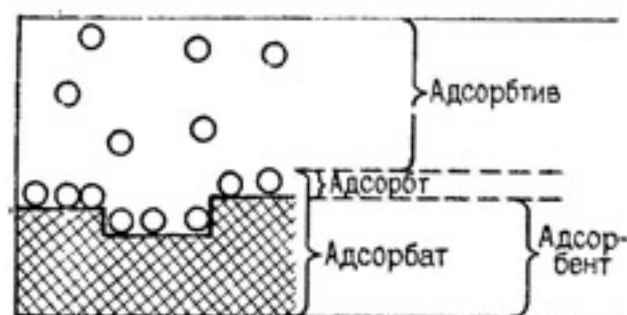


Рис. 3. Наглядное представление понятий, используемых при описаниях сорбционных процессов

сорбом называется адсорбентом, а вместе с адсорбтом составляет адсорбат.

Если адсорбируемые частицы (мигранты) являются ионами, то процессы сорбции называют ионным обменом, а адсорбент — ионообменником. Количество вещества всех ионов, которое способен связать адсорбат, называется емкостью ионного обмена, или емкостью поглощения; она

указывается обычно в виде количества вещества (миллимоли) на 100 г адсорбента.

Наиболее выражена способность к ионному обмену и сорбции у глинистых минералов, которые являются слоистыми силикатами. Наиболее важны четыре глинистых минерала: каолинит (негидратированный диоктаэдрический двухслойный силикат), иллит (негидратированный диоктаэдрический алюмо-трехслойный силикат), монтмориллонит (гидратированный диоктаэдрический трехслойный силикат), хлорит (негидратированный триоктаэдрический четырехслойный силикат).

В межслойные промежутки трехслойных силикатов включены катионы, молекулы воды и гидратированные катионы. Их присутствием объясняется набухание (усадка) трехслойных силикатов. Способность глинистых минералов к ионному обмену основана прежде всего на отрицательном заряде слоя, который возникает вследствие замещения ионов высокой валентности низковалентными (например, замена Si^{4+} в тетраэдрическом и Al^{3+} на Mg^{2+} в октаэдрическом слоях). Емкость анионного обмена глинистых минералов в противоположность катионному незначительна (исключение каолинит). В качестве обменных анионов в глинах находятся PO_4^{3-} , SO_4^{2-} и в очень небольшом объеме Cl^- и NO_3^- . Анионный обмен происходит преимущественно на поверхностях разрыва глинистых минералов и связывает анионы в гидроксиды алюминия. В табл. 4 приведены некоторые значения емкости поглощения для глинистых минералов в сравнении с гуминовыми кислотами и другими органическими веществами.

Таблица 4

Емкость обмена (поглощения) глинистых минералов и гумуса при pH7

Адсорбент	Емкость обмена, ммоль/100 г	
	катионного	анионного
Каолинит	3—15	5—10
Иллит	10—50	—
Монтмориллонит	80—150	20—30
Хлорит	10—50	—
Гумус	100—500	—

Ионный обмен всегда происходит в эквивалентных количествах вещества (закон сохранения электронейтральности раствора). При ионном обмене с горными породами в качестве адсорбентов действуют прежде всего глинистые минералы, цеолиты, гидроксиды или гидроокись железа, марганца, алюминия, органические вещества (гуминовые вещества, продукты обмена веществ микроорганизмов), а также в незначительном количестве породообразующие минералы, такие как слюда, полевые шпаты, роговая обманка. Все они обнаруживают более или менее отчетливо выраженную селективную способность по отношению к различным частицам адсорбата.

С ростом размера частиц сорбционная способность, как правило, уменьшается. При сорбции ионов увеличиваются связи с зарядом частиц. Исключения из этих основных правил отмечаются в тех случаях, когда ионы входят в кристаллическую решетку и их обмен становится затруднительным. Несмотря на наличие таких структурных особенностей, между адсорбатом и адсорбентом можно указать следующий обычный ряд по энергии поглощения для гидролизированных катионов: $\text{Li}^+ > \text{Na}^+ > \text{H}^+ > \text{K}^+ > \text{NH}_4^+ > \text{Rb}^+ > \text{Cs}^+$; $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Sr}^{2+} > \text{Ba}^{2+}$. Способность к сорбции очень сильно зависит от значения pH. Адсорбент называют амфотерным, когда он при определенном значении pH — изоэлектрическом пункте — изменяет способность катионов и анионов к адсорбции. Это типично не только для глинистых минералов, но и для кремнистой кислоты, гидроокиси или окислов Al и Fe (прежде всего для еще не полностью выкристаллизованных), которые имеют на своих поверхностях функциональные группы с амфотерными свойствами.

В качестве примера рассмотрим подробнее обмен катионов Na^+ и Mg^{2+} в обменнике катионов $R: 2\text{Na}^+ + \text{Mg} = R \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + 2\text{Na} = R$. Отсюда получается константа термодинамического равновесия K :

$$K_{\text{Na, Mg}} = \{\text{Mg}^{2+}\} \{\text{Na}(\text{ad})\}^2 / (\{\text{Na}^+\}^2 \{\text{Mg}(\text{ad})\})$$

и соответственно

$$\{\text{Mg}^{2+}\} / \{\text{Na}^+\}^2 = K_{\text{Na, Mg}} \{\text{Mg}(\text{ad})\} / \{\text{Na}(\text{ad})\}^2.$$

Если рассматривать адсорбционную пленку обменника катионов как твердый бинарный раствор, то можно записать

$$\{\text{Mg}(\text{ad})\} = \gamma_{\text{Mg}(\text{ad})} \frac{[\text{Mg}(\text{ad})]}{[\text{Mg}(\text{ad})] + 2[\text{Na}(\text{ad})]} = \gamma_{\text{Mg}(\text{ad})} x_{\text{Mg}(\text{ad})};$$

$$\{\text{Na}(\text{ad})\} = \gamma_{\text{Na}(\text{ad})} \frac{2[\text{Na}(\text{ad})]}{[\text{Mg}(\text{ad})] + 2[\text{Na}(\text{ad})]} = \gamma_{\text{Na}(\text{ad})} x_{\text{Na}(\text{ad})}$$

и после этого получить

$$K_{\text{Na, Mg}} = \frac{\{\text{Mg}^{2+}\}}{\{\text{Na}^+\}^2} \frac{\gamma_{\text{Na}(\text{ad})}^2 x_{\text{Na}(\text{ad})}}{\gamma_{\text{Mg}(\text{ad})} x_{\text{Mg}(\text{ad})}}.$$

Константа равновесия для $\text{Na}(ad) = \gamma_{\text{Mg}(ad)} = 1$ называется коэффициентом селективности $K_{\text{Na, Mg}}$. Используются также другие определения этого коэффициента, например:

$$K_{\text{Na, Mg}} = \frac{[\text{Mg}^{2+}]/2[\text{Na}^+]}{[\text{Mg}(ad)]/2[\text{Na}(ad)]} = \frac{[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Na}^+]}{[\text{Mg}(ad)]/[\text{Na}(ad)]}.$$

Для описания равновесного состояния сорбционного процесса используются изотермы сорбции, связывающие концентрацию мигранта c в растворе (жидкой фазе) с сорбционной емкостью, представляющей собой удельное (в единице объема породы) содержание мигранта в твердой фазе*. Форма и параметры изотермы сорбции устанавливаются экспериментально. Наиболее простой и употребительной является линейная изотерма Генри [7, 11, 29, 37]:

$$N = K_d c, \quad (3.1)$$

где K_d — коэффициент распределения, являющийся важнейшим параметром сорбционных процессов. (Применяемые в зарубежной литературе величины K_d отличаются от принятого в выражении (3.1), поскольку используют определение сорбционной емкости относительно единицы массы (навески) породы). Изотерма Генри применима при сравнительно небольших концентрациях мигранта и широко используется, в частности, при изучении загрязнения подземных вод.

Более общий характер имеет изотерма Ленгмюра [11, 26, 36]:

$$N = N_0 \frac{c}{c + K_L^{-1}}, \quad (3.2)$$

где N_0 и K_L — параметры, причем N_0 имеет смысл предельной сорбционной емкости (при $c \rightarrow \infty$). Изотерма Ленгмюра получается в предположении, что интенсивность сорбционного процесса пропорциональна концентрации раствора и числу незанятых мест для поглощающегося мигранта в твердой фазе, а интенсивность десорбции пропорциональна количеству поглощенного вещества. Нетрудно видеть, что изотерма Генри представляет собой частный случай изотермы Ленгмюра при $K_L \gg c$.

Используются также некоторые другие формы изотермы сорбции, в частности, изотерма Фрейндлиха [11, 35]: $N = K_F c^{-q}$, где K_F и q — параметры изотермы, определяемые эмпирическим путем.

При ионном обмене соотношение между концентрациями двух катионов в жидкой и твердой фазах основывается на законе действующих масс. В частности, для бинарного раствора, включающего два катиона с валентностями z_1 и z_2 , равновесное распределение их концентрации в жидкой фазе c_1 и c_2 и в твердой фазе N_1 и

* Сорбционная емкость N связывается с емкостью поглощения ЕП соотношением $N = \gamma_n \text{ЕП}$, где γ_n — объемная масса породы.

N_2 , в соответствии с законом действующих масс описывается уравнением

$$K_{12} = \left(\frac{N_1}{c_1} \right)^{z_1} \left(\frac{c_2}{N_2} \right)^{z_1}, \quad (3.3)$$

где K_{12} — константа равновесия.

Кроме того, из условий сохранения электронейтральности раствора и постоянной емкости поглощения следует, что

$$c_1 + c_2 = c_a; \quad N_1 + N_2 = N_0, \quad (3.4)$$

где c_a — концентрация анионов в растворе; N_0 — полная емкость катионного поглощения.

В общем случае многокомпонентного раствора выражение для парциальных констант равновесия K_{ij} имеет вид

$$K_{ij} = \left(\frac{N_i}{c_i} \right)^{z_j} \left(\frac{c_j}{N_j} \right)^{z_i}, \quad (3.5)$$

где N_i и N_j — удельное содержание i -го и j -го катионов в твердой фазе при их концентрациях c_i и c_j в растворе.

Условия сохранения энергии и вещества при этом можно записать в следующем виде: $\sum c_i = c_a$; $\sum N_i = N_0$.

Уравнение изотермы сорбции для многокомпонентного раствора с концентрацией мигрантов c_i и N_i в жидкой и твердой фазах можно получить, считая число свободных мест в поглощающей (твердой) фазе пропорциональным $N_0 - \sum N_i$. При такой предпосылке при равновесной реакции ионного обмена оказывается справедливой изотерма ленгмюровского типа:

$$N_i = \frac{K_i N_0 c_i}{1 + \sum K_i c_i}, \quad (3.6)$$

где K_i — парциальный коэффициент равновесия [29, 35].

В работах [29, 50] показано, что если выразить в уравнении (3.3) c_2 и N_2 через c_1 и N_1 согласно уравнению (3.4), то это приводит к функциональным зависимостям, соответствующим изотермам ленгмюровского типа (3.2). В частности, таким путем для гомовалентного обмена с участием одновалентных катионов ($z_1 = z_2 = 1$) получено выражение

$$N_1 = \frac{K_{12} N_0 c_1}{c_a + (K_{12} - 1) c_1},$$

для гомовалентного обмена с участием двухвалентных катионов ($z_1 = z_2 = 2$) — выражение

$$N_1 = \frac{K_{12}^{1/2} N_0 c_1}{c_a + (K_{12}^{1/2} - 1) c_1},$$

для гетеровалентного обмена с участием одно-двухвалентного катионов ($z_1 = 1, z_2 = 2$) — выражение

$$N_1 = \frac{K_{12} c_1^2}{2(c_a - c_1)} \left\{ \left[1 + \frac{4N_0(c_a - c_1)}{K_{12} c_1^2} \right]^{1/2} - 1 \right\}.$$

Основываясь на этих выражениях, можно показать, что графическое представление реакций ионного обмена $N_1 \div c_1$ (или $N_1 \div c_2$) дает все три основные формы изотерм — линейную, выпуклую, вогнутую.

Для описания кинетики ионного обмена, следующего изотерме Генри, чаще всего используется уравнение обратимой линейной кинетики первого порядка:

$$\frac{dN}{dt} = \alpha_k (c - \beta N); \quad \beta = \frac{1}{k_d}, \quad (3.7)$$

Это уравнение применялось для расчетов сорбции гербицидов, органических веществ, нитратов и нитритов.

Для процессов, следующих изотермам Ленгмюра и Фрейндлиха, используются аналогичным образом построенные уравнения нелинейной кинетики сорбции [29].

При миграции суспензированных частиц характерна физическая сорбция, которая обусловлена механическим удерживанием и отрывом частиц в пористой среде (в почве или породе). Физическая сорбция также является процессом взаимодействия адсорбции и десорбции, которые, соответствуя заданным условиям, стремятся к динамическому равновесию. Возможность переноса взвешенных частиц в пористой среде контролируется геометрическим критерием, учитывается связь между узкими местами каналов течения в пористой среде d_{kmin} и движущимися частицами с диаметром d , которые должны пройти через эти узкие места: $d \leq Fd_{kmin}$, причем величина фактора проходимости F зависит от метода оценки d и d_{kmin} , величины транспортируемых частиц (F увеличивается с ростом d), формы частиц, фактора образования мостиков между частицами и др. [7].

Кинетика физической сорбции обычно упрощенно описывается уравнением необратимой реакции первого порядка для скорости осаждения [7]

$$v_{oc} = K_{oc}c, \quad (3.8)$$

где c — концентрация мигранта в жидкой фазе; K_{oc} — константа скорости осаждения.

Если объемы сорбируемого вещества и порового пространства становятся сопоставимыми, то происходит так называемая кольматация, приводящая к уменьшению проницаемости породы. Теоретическая модель этого процесса, учитывающего его кинетику согласно уравнению (3.8), описана в работе [7]. Вместе с тем на кольматацию могут оказать существенное влияние такие организмы, как черви, коловратки, инфузории и т. п., которые используют кольматационный материал (содержащий наряду с суспензированными частицами и коллоидами неорганических и органических веществ бесчисленное множество микроорганизмов) в качестве пищи, очищая при этом поровые каналы и создавая новые

ходы. Сочетание таких процессов приводят к тому, что в поровом пространстве устанавливается состояние равновесия, характеризующееся определенной водопроницаемостью.

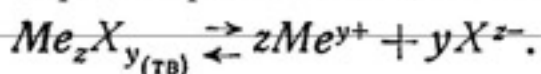
Растворение и осаждение

Растворение и осаждение — два взаимосвязанных и взаимообусловленных процесса, влияющие на состав подземных вод и их использование. Например, освоение геотермальной энергии подземных вод в теплоэнергетике в значительной мере ограничено образованием труднорастворимых осадков в системах транспорта воды в поверхностных условиях. В результате нестабильности подземных вод качественно меняется химический состав — макрокомпонентный за счет образования основной массы осадка и микрокомпонентный вследствие соосаждения и сорбции осадком микроэлементов. Геологическая и геохимическая роль процессов осаждения наиболее очевидна, например, в образовании специфических осадков в местах естественной разгрузки подземных вод (карбонатные травертины, гейзериты, натечные формы карбонатов в пещерах, гипсовая и карбонатная цементация песчаных отложений, трубчатые формы отложений сульфидных минералов).

К геологическим проявлениям растворения следует отнести формирование карста в карбонатных и сульфатных породах. Довольно часто на земной поверхности и при каптаже подземных вод отмечаются гидроксиды железа (III). Для процессов смешения сероводородных подземных вод с железосодержащими характерно образование сульфидов железа (гидротроилит $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$), а когда железо в водах отсутствует, формируется серовато-желтый осадок элементарной серы. В тех случаях, когда подземные воды в условиях пласта насыщены легкорастворимыми солями, последние при подъеме на поверхность способны отлагаться из воды, образуя соляные пробки на устье скважин.

Однако, как бы ни были разнообразны геологические и геохимические следствия деятельности подземных вод, в их основе лежат физико-химические законы и термодинамические уравнения равновесия.

В качестве примера термодинамического описания процессов растворения и осаждения рассмотрим реакцию растворения труднорастворимого вещества типа Me_zX_y [3]:



По закону действующих масс с учетом того, что активность твердой фазы постоянного состава равна 1, запишем уравнение константы равновесия этой реакции:

$$[\text{Me}^{y+}]^z [\text{X}^{z-}]^y = K_{(\text{тв})}, \quad (3.9)$$

где $K_{\text{тв}}$ — константа произведения растворимости, или сокращенно произведение растворимости. С учетом условий мате-

риального баланса по катиону $[Me^{y+}] = zS$ и аниону $[X^{z-}] = yS$ произведение растворимости имеет вид

$$(zS)^z (yS)^y = K_{(T)}, \quad (3.10)$$

где S — растворимость труднорастворимого соединения, моль/л.

Выражения (3.9) и (3.10) можно использовать только для ориентировочной оценки растворимости солей, так как в них не учитываются образование комплексных ионов и величина коэффициентов активности.

Особенно велики погрешности, если речь идет о соединениях, обладающих относительно высокой растворимостью, например о гипсе, у которого ионная сила насыщенного раствора ($S = 1,50 \times 10^{-2}$) составляет 0,04 и требует введения существенных поправок на неидеальность системы. Как будет показано ниже, даже в чистой воде треть величины растворимости гипса составляет комплексная частица $CaSO_4^0$.

Для относительно простых соединений типа $CaSO_4$ или $BaSO_4$ ориентировочный расчет по величине произведения растворимости ведется по формуле $S^2 = K_{BaSO_4}$.

Для более сложных соединений, например CaF_2 , уравнения материального баланса имеют вид $S = [Ca^{2+}]$ и $2S = [F^-]$, а растворимость определяется согласно выражению $4S^3 = K_{CaF_2}$.

Учет реального взаимодействия даже в простых системах резко усложняет расчетные зависимости и обычно приводит к уравнениям значительно более высоких порядков. В простейшем случае при расчетах растворимости можно ограничиться использованием величин коэффициентов активности, учитывающих различные виды взаимодействия в системе. Например, если в растворе были аналитически определены ионы Ca^{2+} и SO_4^{2-} , то уравнение произведения растворимости может быть записано в виде

$$\gamma_{Ca^{2+}} \gamma_{SO_4^{2-}} [Ca^{2+}] [SO_4^{2-}] = K_{CaSO_4}. \quad (3.11)$$

Если при данной ионной силе воды и определенных величинах коэффициентов активности (для удобства используют выражение $\gamma_{CaSO_4}^2 = \gamma_{Ca^{2+}} \gamma_{SO_4^{2-}}$ левая часть уравнения больше (или меньше) величины константы, то уравнение решается введением в материальный баланс искомой величины растворимости x :

$$\gamma_{CaSO_4}^2 ([Ca^{2+}] + x) ([SO_4^{2-}] + x) = K_{CaSO_4}. \quad (3.12)$$

В этом случае расчет сводится к решению квадратного уравнения относительно величины x , причем отрицательные решения отбрасываются, а из положительных физический смысл имеет лишь одно значение.

Любая добавка общих ионов согласно уравнению произведения растворимости резко сказывается на равновесие системы, уменьшая растворимость соли.

Для примера оценим растворимость гипса в растворе, содержащем 0,1 моль/л CaCl_2 . Условия материального баланса в этом случае имеют вид: $[\text{Ca}^{2+}] = x + 0,1$ и $[\text{SO}_4^{2-}] = x$. По уравнению (3.12) без учета коэффициентов активности и при константе равновесия $K = 10^{-4,61}$ получим квадратное уравнение $x(x + 0,1) = 10^{-4,61}$, из которого находим $x = 2,46 \cdot 10^{-4}$.

Содержание частиц CaSO_4^0 можно определить из соотношения констант равновесия реакций $\text{CaSO}_4^0 \xrightleftharpoons{K_1} \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$ и $\text{CaSO}_4^0 \xrightleftharpoons{K_2} \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$ как

$$x_{\text{CaSO}_4^0} = \frac{K_1}{K_2} = \frac{10^{-4,61}}{10^{-2,31}} = 5,01 \cdot 10^{-3}.$$

Искомая величина растворимости гипса в первом приближении составит $S = 2,46 \cdot 10^{-4} + 5,01 \cdot 10^{-3} = 5,26 \cdot 10^{-3}$, а ионная сила такого раствора будет $I = 0,1 \cdot 3 + 2,46 \cdot 10^{-4} \cdot 4 \approx 0,30$.

Из уравнения Дэвиса (2.4) определим величину коэффициентов активности ионов γ_i :

$$-\lg \gamma_i = 0,509 \cdot z_i^2 \left(\frac{\sqrt{I}}{1 + \sqrt{I}} - 0,2I \right) = 0,598 \text{ или } \gamma_{\text{Ca}^{2+}} = \gamma_{\text{SO}_4^{2-}} = 0,252.$$

Для ассоциата

$$\text{CaSO}_4^0 \lg \gamma_{\text{CaSO}_4^0} = 0,1 \cdot I \text{ или } \gamma_{\text{CaSO}_4^0} = 1,07.$$

Введение коэффициентов активности в уравнение произведения растворимости (3.11) изменит его вид: $x^2 + 0,1x - 10^{-3,41} = 0$ и даст новое значение растворимости, составляющей в расчете на ионы $3,72 \cdot 10^{-3}$. Содержание ассоциата CaSO_4^0 после учета коэффициента активности будет определяться по уравнению

$$x_{\text{CaSO}_4^0} = \frac{K_1}{K_2 \gamma_{\text{CaSO}_4^0}} = \frac{10^{-4,61}}{10^{-2,31} \cdot 10^{0,03}} = 4,68 \cdot 10^{-4}.$$

В итоге растворимость гипса в 0,1 М CaCl_2 составит $S = 3,72 \cdot 10^{-3} + 4,68 \cdot 10^{-4} = 4,19 \cdot 10^{-3}$ моль/л. Дальнейшее введение поправок на изменение ионной силы, а следовательно, и коэффициенты активности, нецелесообразно, так как изменение ее составляет всего десятые доли процента: $I = 0,3 + 4,19 \cdot 10^{-3} \cdot 4 \approx 0,31$. Полученный результат определения растворимости на 5 % ниже экспериментально определенной величины ($8,80 \cdot 10^{-3}$ моль/л).

С увеличением концентрации электролитов погрешности таких расчетов обычно растут. Усложнение состава системы при наличии других электролитов требует учета в величине растворимости частиц типа NaSO_4^- , MgSO_4^0 , CaHCO_3^+ и др. О значении возможной погрешности в связи с комплексообразованием можно судить по приведенному выше примеру, где содержание CaSO_4^0 определяет более половины величины растворимости.

В связи с этим в практических целях термодинамические расчеты процессов растворения и осаждения обычно ограничивают ионной силой подземных вод в пределах применимости уравнений Дебая — Хюккеля для коэффициентов активности (0,1 моль/л), что обычно соответствует минерализации подземных вод до 5 г/л. В более минерализованных водах прогнозная оценка процессов растворения и осаждения возможна, но достоверность таких расчетов невелика. В случае относительно простых систем (например, хлоридных) обычно вводят в уравнения произведения раство-

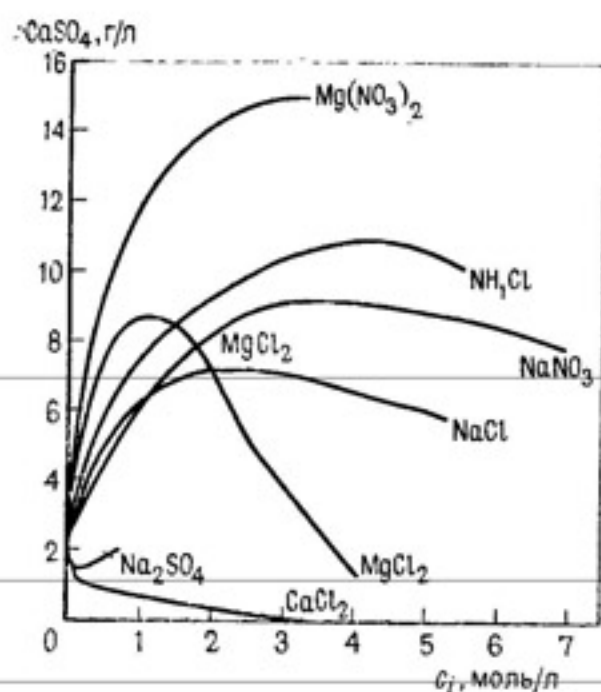


Рис. 4. Графики зависимости растворимости гипса от концентрации различных электролитов (по В. В. Витвицкому)

римости эмпирические параметры (например, коэффициенты активности той или иной соли, определенные по опытным данным). В случае смешения подземных вод, резко отличающихся по минерализации (пресных и рассолов), увеличение растворимости объясняется максимумом на изотерме растворимости гипса в растворе хлорида натрия (рис. 4). Появление общих ионов в этой системе, например, вследствие добавления хлорида кальция, более чем на порядок снижает растворимость. Присутствие сильных электролитов также сказывается на растворимости труднорастворимого карбоната кальция, однако это влияние несущественно в сравнении с действием растворенной углекислоты. Любая потеря углекислоты

вследствие дегазации вод ведет к осаждению карбоната кальция в трубах, в местах выхода источников, на запорной арматуре скважин.

С ростом температуры растворимость большинства солей возрастает, однако эта зависимость часто неоднозначна. Для гипса увеличение растворимости ограничено 42 °С, а при более высокой температуре стабильной фазой становится другая кристаллическая модификация сульфата кальция (ангидрит), обладающая более низкой растворимостью. При температурах около 100 °С гипс дегидратируется с образованием метастабильных полугидратов $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5 \text{H}_2\text{O}$. Для карбоната кальция повышение температуры приводит к снижению растворимости углекислого газа, а следовательно, к возможному выпадению избытка карбонатов в осадок. Характер изменения растворимости некоторых минералов в зависимости от температуры приведен в табл. 5.

Таблица 5

Растворимость некоторых минералов в воде [67]

Температура, °С	Растворимость минералов, г/л				
	$\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	NaCl	KCl	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
0	603	356	282	69	1,76
10	650	357	313	120	1,93
20	745	358	344	216	2,04

Таблица 6

Растворимость минералов S в воде при 25 °C, давлении 10^5 Па и pH 7

Минералы	Обменный процесс	$\lg K_{\text{об}}$	S , мг/л
Галит	$\text{NaCl} \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$	+1,6	$3,6 \cdot 10^5$
Сильвин	$\text{KCl} \rightleftharpoons \text{K}^+ + \text{Cl}^-$	+0,9	$2,6 \cdot 10^5$
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$	-4,5	$2,1 \cdot 10^3$
Кальцит	$\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	-8,4	100*, 500
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2\text{CO}_3$	-17,0	90*, 480
Флюорит	$\text{CaF}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2\text{F}^-$	-9,8	160
Кварц	$\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Si}(\text{OH})_4$	-3,7	12
Аморфный кремнезем	$\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Si}(\text{OH})_4$	-2,7	120

* Значения получены при парциальном давлении p_{CO_2} , равном 100 Па и 10^4 Па соответственно.

Примеры реакций растворения некоторых солей в воде и их растворимость приведены в табл. 6.

С ростом давления растворимость большинства солей возрастает. В табл. 7 приведены данные, показывающие увеличение растворимости гипса.

При растворении оксидов и гидроксидов, электролитически диссоциирующих в воде, становится особенно отчетливой зависимость растворимости от значения pH.

Рассмотрим, например, такой процесс: $\text{Fe}(\text{OH})_2 \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+} + 2\text{OH}^-$, для которого при известных значениях химических констант получается $\lg \text{Fe}^{2+} = -14,7$ —

Таблица 7

Влияние давления на растворимость гипса

(по данным С. Ф. Люшина, А. М. Ершова, Ф. А. Гарппова и Г. В. Галеевой, 1973)

Давление, 10^5 Па	Содержание CaSO_4 (г/л) при различном составе водной фазы			
	Вода	Раствор NaCl		
		5%-ный	10%-ный	15%-ный
1	2,07	6,00	7,10	7,12
40	2,12	—	—	7,16
60	—	6,14	—	—
80	—	—	7,32	—
100	2,33	—	—	—
120	—	6,30	7,45	—
160	2,46	6,52	7,60	7,64
200	—	6,60	—	7,75

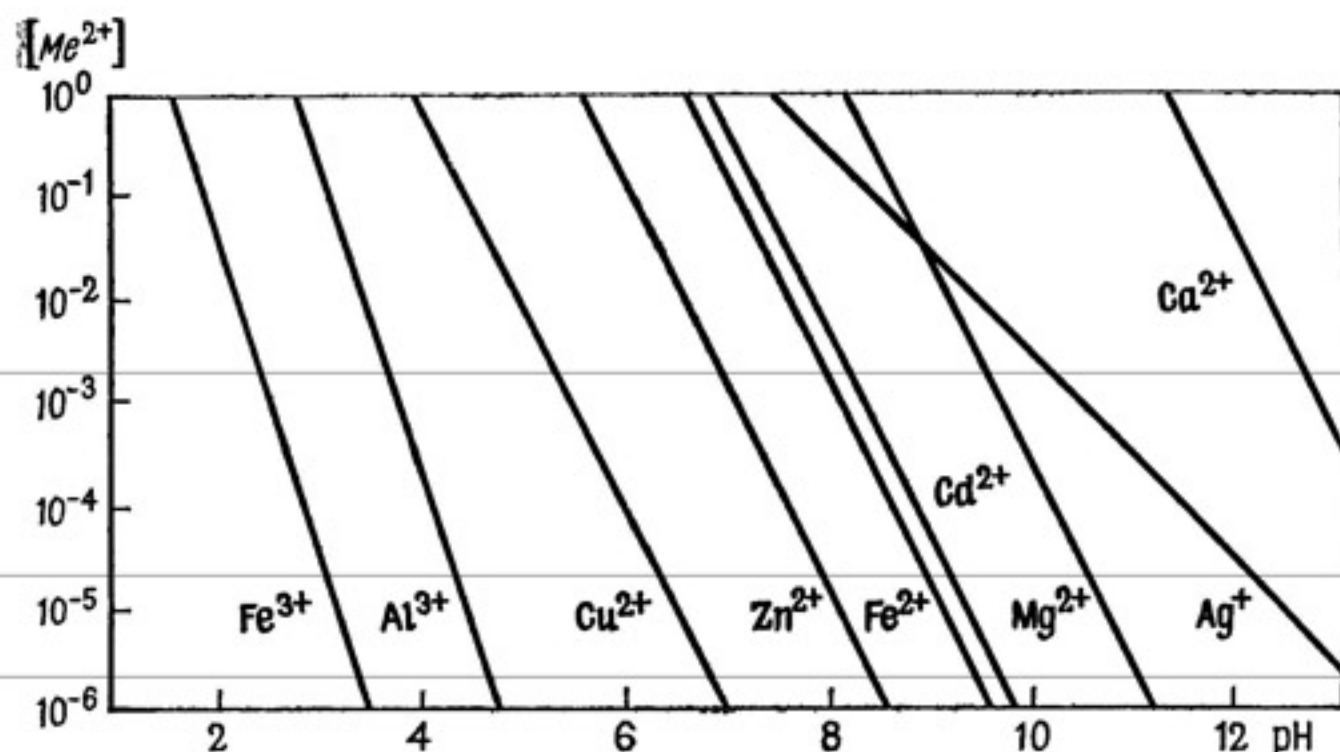


Рис. 5. Графики зависимости равновесного содержания ионов металлов от pH водного раствора

$-2(14) - 2\text{pH} = 13,3 - 2\text{pH}$. Отсюда следует, что если величина pH изменяется от 8 до 7, то Fe^{2+} увеличивается от 2 до 200 ммоль/л.

На рис. 5 для некоторых металлов дано графическое изображение зависимости их растворимости от pH, причем видно, что с увеличением кислотности значительно возрастает миграционная подвижность ионов металлов (особенно тяжелых) в подземных водах.

При осаждении оксидов и гидроксидов путем адсорбции и ионного обмена на поверхности микрофлуклуляции (в особенности тяжелых металлов Cu, Co, Ni, Pb, Zn) этот процесс называется совместным осаждением.

Нередко определяющее значение для состава подземных вод имеет растворимость газов. Между количеством растворенного в воде газа x_i и его парциальным давлением над раствором p_r существует равновесие, описываемое уравнением

$$x_i = K_r f_r = K_r \bar{p}_r \gamma_r, \quad (3.13)$$

где K_r — константа Генри; f_r и γ_r — летучесть и коэффициент летучести газа при данных p и T [25].

Для чистой воды величина γ_r может быть принята за 1, и тогда уравнение (3.13) явится математическим выражением закона Генри — Дальтона: $x_i = K_r \bar{p}_r$.

В подземных водах высокой минерализации растворимость газов (неэлектролитов) как правило меньше, чем в чистой воде (явление высаливания). Уменьшение растворимости в зависимости от ионной силы воды описывается уравнением Сеченова [25] $\lg(x/x_0) = K_c I$, где x — растворимость газа в чистой воде; x_0 — то же, в растворе с ионной силой I ; K_c — коэффициент Сеченова (при

Таблица 8

Растворимость составляющих воздуха в воде

Газ	Растворимость (в мг/л) при различной температуре (в °С)					
	0	5	10	15	20	25
O ₂	14,5	12,7	11,2	10,1	9,18	8,38
N ₂	22,9	20,3	18,1	16,4	15,1	14,1
CO ₂	1,0	0,83	0,69	0,59	0,57	0,44

25 °С для NaCl он равен 0,105, для MgSO₄ — 0,066, для Na₂SO₄ — 0,101).

Сравнительная оценка растворимости газов (см. ниже) и главных составляющих воздуха в воде (табл. 8) показывает, как велика потенциальная растворяющая способность подземных вод в отношении углекислоты и сероводорода. Растворимость некоторых газов в воде при парциальном давлении 10⁵ Па и 0 °С:

Газ . . .	He	H ₂	N ₂	O ₂	CH ₄	NH ₃	CO ₂	H ₂ S
Раствори- мость, мг/кг	1,7	1,92	28,8	69,5	39,6	1000	3346	7100

Растворимость (в мг/л) в воде таких неэлектролитов, как нефть и нефтепродукты, невелика: для топливной нефти 10—50, бензина ~60, керосина 0,1—5. Нефтепродукты, попадая в поверхностные воды, распределяются следующим образом: на дне водоема оседает 40 %, в воде в виде эмульсии остается 40 % и на поверхности в виде пленки остается 20 %.

Если термодинамическое равновесие отсутствует, то согласно уравнению (3.3) получим соотношение

$$\{Me^{y+}\}^z \{X^{z-}\}^y / K_{(тв)} = I_n \neq 1.$$

При индексе насыщенности $I_n > 1$ раствор содержит избыток растворенных ионов, и происходит их осаждение, а при $I_n < 1$ продолжается растворение. Величина $1 - I_n$ часто используется в качестве показателя движущей силы процессов растворения и осаждения, причем, следуя уравнению кинетики химических процессов первого порядка, можно записать для скоростей растворения v_p и осаждения v_o выражения [11]: $v_p = K_p(1 - I_n)$; $v_o = K_o(I_n - 1)$, где K_p и K_o — коэффициенты растворения и осаждения.

При построении расчетных моделей кинетики процессов растворения и осаждения целесообразно выделять два характерных случая, отражающих особенности взаимодействия фильтрующегося раствора со средне- и труднорастворимыми минералами породы.

Скорость растворения среднерастворимых соединений, дающих растворы близкого к ним состава, в значительной степени лим-

тируется диффузионным механизмом межфазового взаимодействия. В соответствии с феноменологической концепцией Нернста, интенсивность такого рода процессов пропорциональна текущей суммарной концентрации веществ в растворе c и контролируется концентрацией насыщения c_n [7, 11]:

$$\partial N / \partial t = \alpha_p (c - c_n), \quad (3.14)$$

где α_p — константа скорости гетерогенной реакции. При растворении твердой фазы $c < c_n$ ($\partial N / \partial t < 0$), а при выпадении компонентов в осадок $c > c_n$ ($\partial N / \partial t > 0$). Предполагая, что в ходе процесса не меняется доступность растворяемого вещества водному раствору, Н. Н. Веригин принимает $\alpha_p \sim N\xi$, где $\xi = 1$ и $\xi = 0,5$ соответственно при пластовом и дисперсном залегании растворяемого вещества [7]. Однако в реальных породах в процессе растворения (выщелачивания) вероятна метаморфизация пород, приводящая к усложнению уравнения растворения.

Дело в том, что процессы растворения (чаще их относят к разряду выщелачивания) труднорастворимых веществ, как правило, сколько-нибудь активно протекают лишь при взаимодействии с породой сложных растворов, содержащих несколько активных ингредиентов (причем часто одним из них является растворенный газ). Это требует отражения в расчетных схемах миграционного процесса химических взаимодействий в явном виде через парциальные концентрации реагирующих веществ c_i с учетом стехиометрических коэффициентов ν_i конкретных реакций [71].

Пусть реакция растворения протекает по достаточно общей схеме: $\nu_1 A_1 + \dots + \nu_k A_k + \nu_{k+1} A_{k+1} \rightarrow \nu_{k+2} A_{k+2} + \dots + \nu_{k_*} A_{k_*}$, где A — содержание компонента. Тогда скорость изменения концентраций реагирующих веществ и продуктов реакции растворения в жидкой фазе w_{si} в простейшем случае определяется выражением

$$w_{si} = n \nu_i \alpha_p \prod_{j=1}^k c_j; \quad i = 1, \dots, k, k+2, \dots, k_*, \quad (3.15)$$

где $\nu_i < 0$ для $i > k+1$; k — число компонентов, превращающихся в продукты реакции ($k+1$ — твердое соединение); k_* — общее число соединений, участвующих в реакциях.

Глава 4

ФОРМЫ И МОДЕЛИ ПЕРЕНОСА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Конвективный перенос

В подземных водах зоны интенсивного водообмена, особенно при антропогенных воздействиях, основной формой переноса является вынужденная конвекция (конвективный перенос) мигрантов с движущимися частицами в потоке.

При описании конвективного переноса используется схема поршневого вытеснения, при котором усредняются скорости течения во внутрипоровом пространстве, т. е. предполагается, что в поровом сечении все частицы жидкости движутся с одинаковой скоростью, равной средней действительной скорости течения $u = v/n_0$ (где v — скорость фильтрации; n_0 — активная пористость породы).

Соответственно кинематическое уравнение конвективного переноса по схеме поршневого вытеснения для нейтральной метки, т. е. мигранта, не вступающего во взаимодействие с породой и другими мигрантами, в любом направлении l имеет вид

$$dl/dt = v/n_0, \quad (4.1)$$

где v — скорость фильтрации в расчетной точке по направлению расчетной траектории движения. Таким образом, для расчетов конвективного переноса необходимо построение поля скоростей фильтраций, которое производится путем решения соответствующей геофильтрационной задачи.

На поле скоростей фильтрации большое влияние оказывает неоднородность строения водоносных пород. В осадочных породах основной формой неоднородности является слоистость, характер которой определяется генетическими особенностями различных отложений. Аллювиальные отложения обычно имеют четко выраженную горизонтальную слоистость с монотонным увеличением проницаемости сверху вниз в пределах одного ритма осадконакопления с разрывами при смене ритмов (рис. 6). Для флювиогляциальных отложений характерна большая пестрота строения, в которой горизонтальная слоистость выражена менее четко (рис. 7). В карбонатных породах формируются тонкие зоны повышенной проницаемости (трещиноватости), которые могут быть относительно выдержанными (рис. 8), хотя трещиноватые породы отличаются, конечно, более изменчивыми фильтрационными характеристиками.

Изучение проницаемости горных пород осложняется возможностью ее изменения при изменении состава поровых пород. Существует немало данных, свидетельствующих о значимости этого процесса, однако обоснованных предложений по его количественной оценке пока нет. Поэтому в каждом случае этот вопрос необходимо решать на основе экспериментальных данных.

В результате ряда исследований было отмечено наличие в тонкодисперсных породах эффекта полупроницаемости, или «просеивания солей», который проявляется в способности пород задерживать часть молекул раствора, размеры которых меньше размера поровых каналов [11, 37], однако на основании экспериментальных данных пока трудно судить о значимости этого интересного явления.

Особую форму переноса представляет собой самостоятельное движение некоторых микроорганизмов, обладающих одним или несколькими жгутиками или способных к скольжению. Большинство

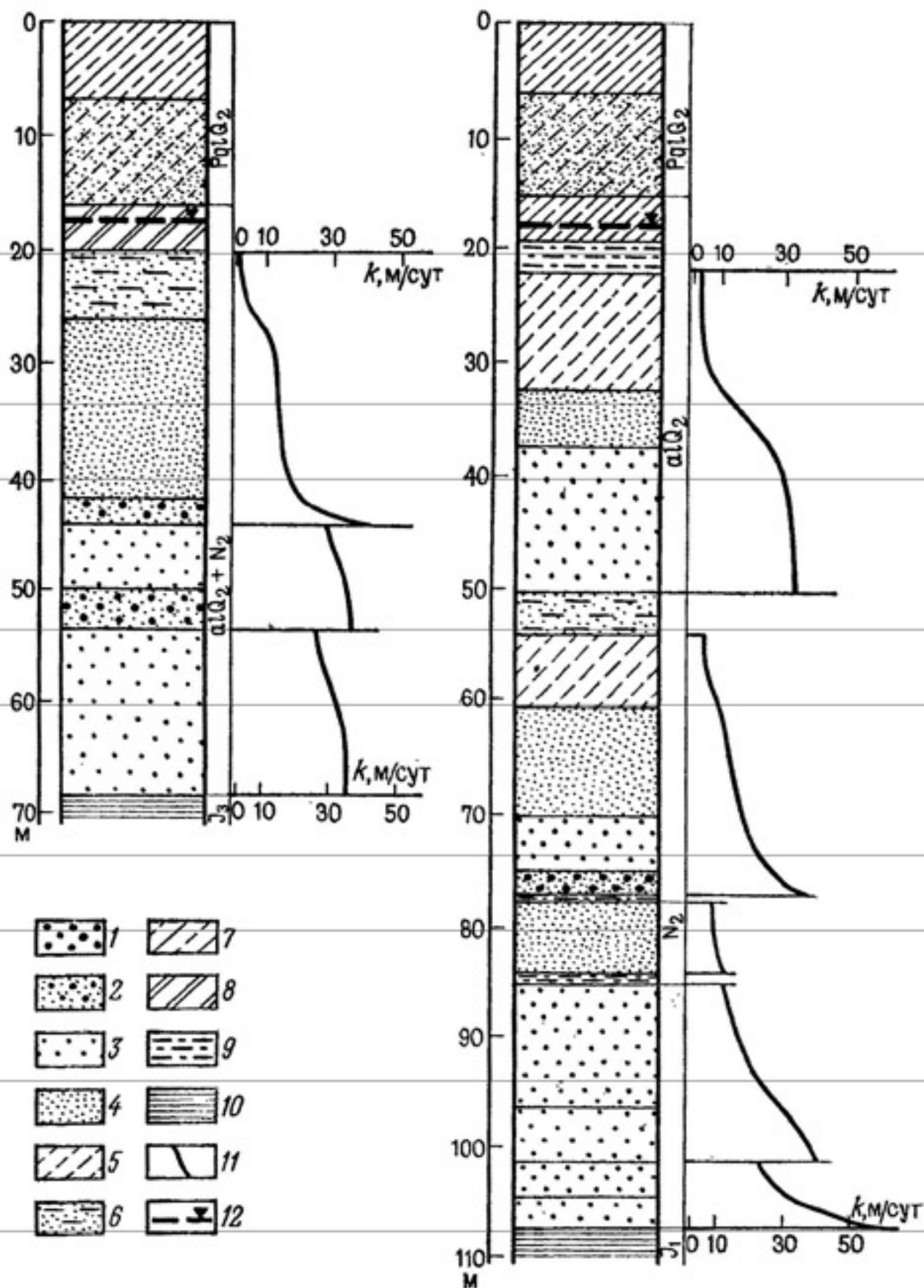


Рис. 6. Литологические колонки и графики распределения коэффициентов фильтрации аллювиальных отложений в долине р. Волги.

1–6 — пески (1 — гравелистые, 2 — разнотернистые, 3 — среднетернистые, 4 — мелкозернистые, 5 — тонкозернистые, 6 — глинистые); 7, 8 — супесь (7 — легкая, 8 — средняя); 9 — суглинок; 10 — глина; 11 — график распределения коэффициента фильтрации; 12 — уровень грунтовых вод

подвижных микроорганизмов за секунду может передвигаться на расстояние, приблизительно равное размеру их клетки, однако существуют виды, которые могут передвигаться в десятки раз быстрее.

Предполагается [48], что гравитационное осаждение может оказывать заметное влияние на крупные биочастицы, плотность которых отличается от плотности воды (раствора), причем считается, что этот механизм может играть существенную роль в переносе биомассы для бактерий размером более 5 мкм. Скорость осаждения определяется по закону Стокса:

$$v_{гр} = \left(1 - \frac{\rho}{\rho_m}\right) \frac{m_m d}{3\pi\eta d_m}, \quad (4.2)$$

где ρ_m , m_m и d_m — соответственно плотность, масса и диаметр биочастицы (мигранта); ρ и η — соответственно плотность и динами-

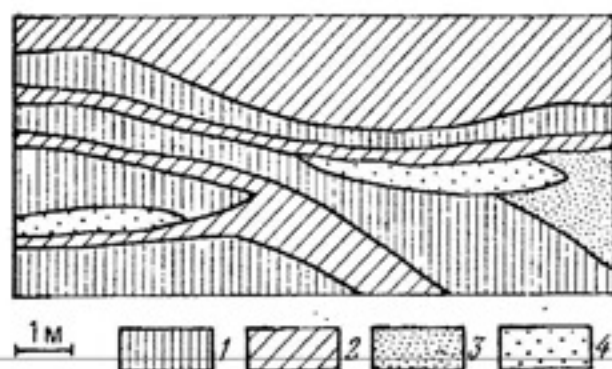


Рис. 7. Литологический профиль участка флювиогляциальных отложений. Песок: 1 — среднезернистый; 2 — глинистый; 3 — тонкозернистый; 4 — грубозернистый, гравелистый

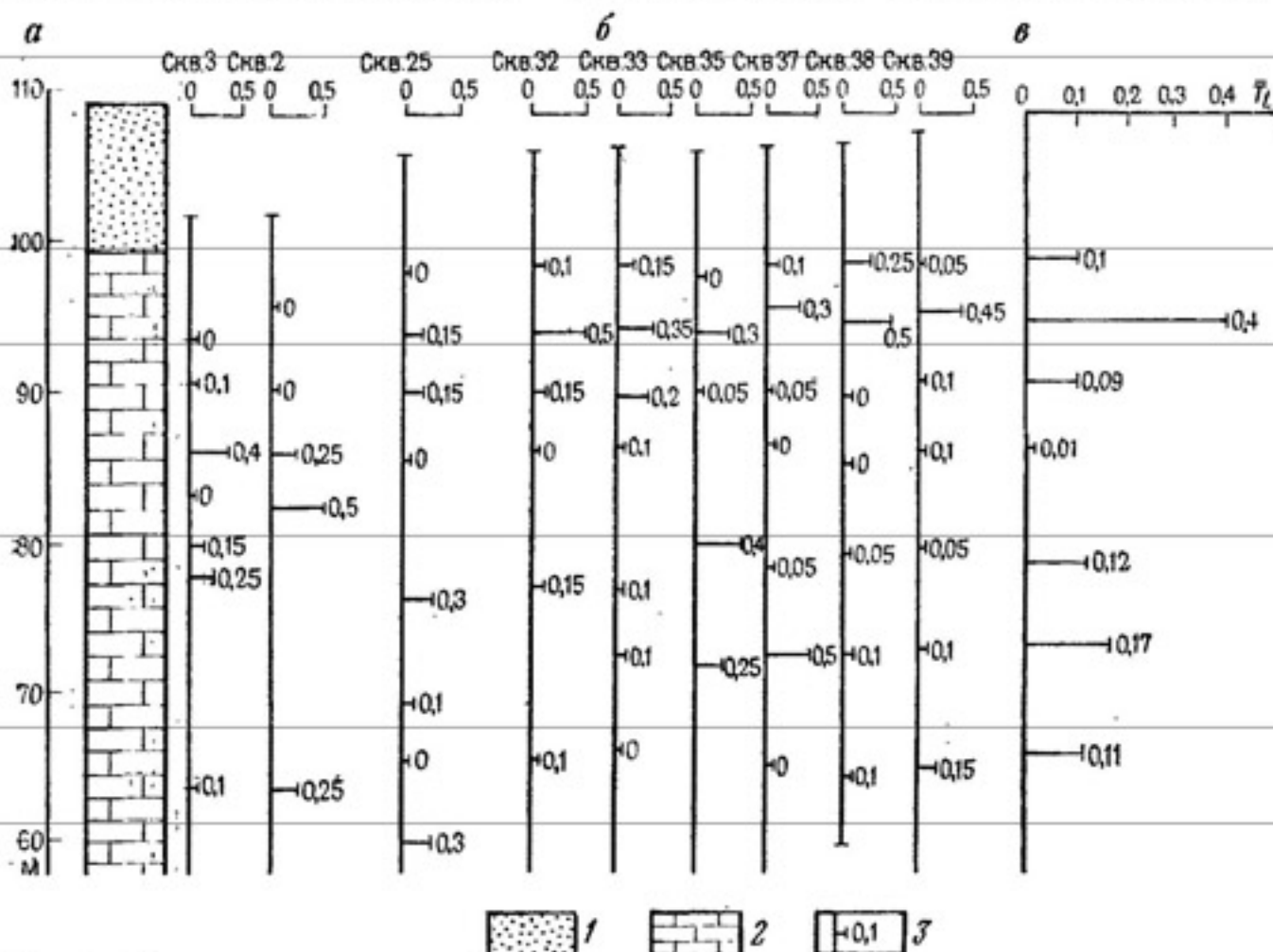


Рис. 8. Выделение проницаемых зон в карбонатных породах по данным расходомерии скважин (материалы А. Л. Петрова).

а — геологическая колонка; б — распределение проницаемых зон со значениями относительной проводимости каждой зоны T_i по отдельным скважинам; в — усредненное по разрезу распределение значений T_i . 1 — пески; 2 — известняки; 3 — значения относительной проводимости

ческая вязкость воды. Например, для частиц диаметром 5 мкм с плотностью 1,02 г/см³ скорость осаждения согласно выражению (4.2) составляет $4 \cdot 10^{-5}$ см/с, что вполне соизмеримо со скоростью фильтрации подземных вод.

Микродисперсия в пористой среде

Микродисперсия представляет собой рассеивание границы раздела между смешивающимися жидкостями на молекулярном и внутривязковом уровнях.

На молекулярном уровне микродисперсия обусловливается процессом молекулярной диффузии, которая создает поток мигранта, описываемый законом Фика:

$$v_d = -D_m \text{grad } c, \quad (4.3)$$

где v_d — плотность диффузионного потока (количество вещества, диффундирующего через единичную площадь потока в единицу времени); D_m — коэффициент молекулярной диффузии; c — концентрация мигранта*.

Для песчаных пород

$$D_m = \chi n_0 D_m^0, \quad (4.4)$$

где χ — параметр, характеризующий извилистость путей фильтрации в пористой среде (по опытам Д. Клинкенберга для несцементированных песков $\chi = 0,5-0,7$, а для сцементированных $0,25-0,5$); D_m^0 — коэффициент молекулярной диффузии в свободной среде, имеющий порядок 10^{-4} м²/сут [7, 33, 37].

В глинистых породах диффузионный поток осложняется торможением диффузии в пристенных слоях жидкости за счет уменьшения подвижности ионов в двойном электрическом слое и большей вязкости структурированных жидкостей пристенных слоев [29, 37]. В этом случае в выражение (4.3) следует вводить поправочный коэффициент η_m , считая, что

$$D_m = \chi \eta_m n_0 D_m^0, \quad (4.5)$$

причем по данным И. А. Брилинг для бентонитовых глин $\eta_m = 0,2$, а для моренных и лёссовидных суглинков $\eta_m = 0,4-0,5$. По данным Н. А. Окниной, Н. П. Затенацкой и И. А. Софоксиной значения коэффициента диффузии для глинистых пород имеют порядок $0,1$ см²/сут или 10^{-5} м²/сут [37]. Вместе с тем величина D_m может существенно уменьшаться при уплотнении пород, например, по данным Г. Ю. Валукониса для аргиллитов при давлении 35 МПа получены величины D_m порядка 10^{-8} м²/сут. При неполном водонасыщении пород величина D_m существенно зависит от влажности;

* Нередко используется несколько иная запись закона Фика для пористой среды, при которой площадь поперечного сечения задается только в пределах сечения порового пространства: $v_d = -D_m^* n_0 \text{grad } c$ ($n_0 D_m^* = D_m$). Однако, сохраняя используемые в теории фильтрации положения механики сплошной среды, будем в дальнейшем считать предпочтительной форму записи (4.3).

например, при диффузии ^{90}Sr в воздушно-сухой почве при объемной влажности 1,5 % $D_m = 2 \cdot 10^{-9}$ м²/сут (по М. К. Мельниковой и В. М. Прохорову).

Заметим, что закон Фика в форме (4.3) справедлив для изотермических процессов и при независимой диффузии; последнее допущение строго обосновывается для смесей, состоящих из двух веществ или содержащих избыток одного из компонентов, а также при одинаковых коэффициентах диффузии всех компонентов смеси. При невыполнении этих условий возникают более сложные явления неизотермической многокомпонентной диффузии [11].

Молекулярная диффузия сопровождается осмотическим переносом, который представляет собой встречное перемещение растворителя (воды), равное диффузионному по величине и противоположное по направлению. Выражение для плотности осмотического переноса воды $v_{\text{осм}}$ имеет вид [29]: $v_{\text{осм}} = -D_{\text{осм}} \text{grad } c$; $D_{\text{осм}} = D_{m_1} - (1 - \beta) D_{m_2}$; $\beta = dp/dc$, где $D_{\text{осм}}$ — коэффициент осмоса; D_{m_1} и D_{m_2} — парциальные коэффициенты молекулярной диффузии растворенного вещества и растворителя соответственно. В частности, для водного раствора NaCl имеем $D_{m_1} = 1,61 \cdot 10^{-5}$ см²/с и $D_{m_2} = 1,93 \cdot 10^{-5}$ см²/с, $\beta = 0,7$, т. е. $D_{\text{осм}} = (1,61 - 0,7 \cdot 1,93) \times 10^{-5}$ см²/с = $1,03 \cdot 10^{-5}$ см²/с.

Для характеристики осмоса используется понятие высоты осмотического давления $h_{\text{осм}}$, которое эквивалентно по условиям переноса пьезометрической высоте столба воды. Тогда выражение для $v_{\text{осм}}$ записывается в виде, аналогичном закону Дарси:

$$v_{\text{осм}} = -\rho k \text{grad } h_{\text{осм}}, \quad (4.6)$$

где k — коэффициент фильтрации.

Сопоставляя выражения (4.6) и (4.1), можно видеть, что перепад высоты осмотического давления $\Delta h_{\text{осм}}$ связан с перепадом концентрации растворенного вещества Δc соотношением

$$\rho k h_{\text{осм}} = D_{\text{осм}} \Delta c \text{ или } \Delta h_{\text{осм}} = \frac{D_{\text{осм}}}{k} \frac{\Delta c}{\rho},$$

Из этого выражения видно, что перепад осмотического давления сильно зависит от проницаемости пород, поскольку перепады концентраций в подземных водах имеют сравнительно небольшие пределы изменений, а величины $D_{\text{осм}}$ и ρ практически постоянны.

Приведем пример расчета величин $\Delta h_{\text{осм}}$ при $\Delta c = 50$ г/л, $\rho = 1000$ г/л и $D_{\text{осм}} = 10^{-5}$ см²/с. При характерном для глинных пород значении $k = 10^{-5}$ м/сут = 10^{-8} см/с получим

$$\Delta h_{\text{осм}} = \frac{10^{-5}}{10^{-8}} \cdot \frac{50}{1000} = 50 \text{ см,}$$

а для песчаных пород при $k = 10^{-3}$ см/с получим $\Delta h_{\text{осм}} = 5 \cdot 10^{-4}$ см. Из этого примера видно, что осмотический перенос может заметно проявляться лишь в весьма слабопроницаемых разделяющих пластах, где с этим фактором следует считаться.

Поскольку «любая форма движения способна и вынуждена <...> превращаться, прямо или косвенно, в любую другую фор-

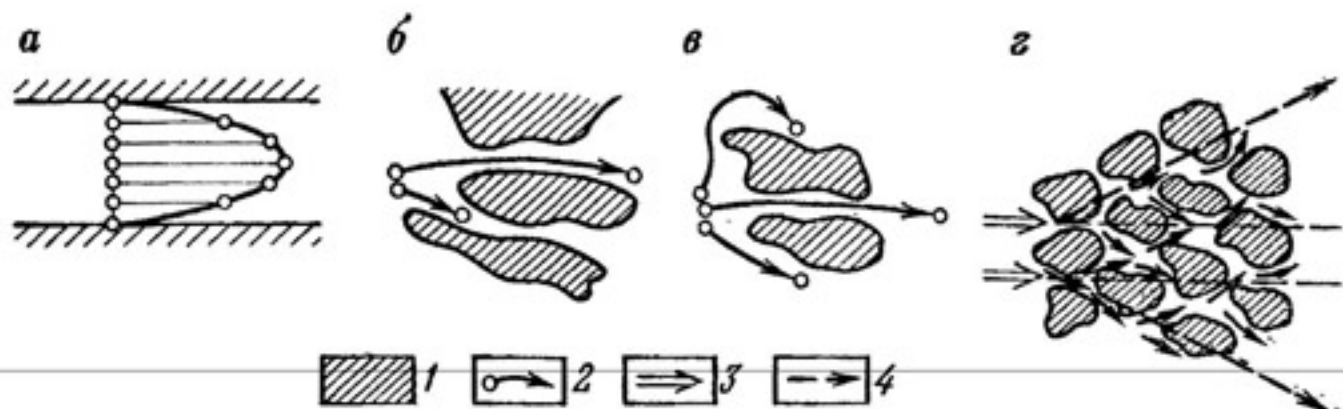


Рис. 9. Схемы образования гидродисперсии [8, 37] за счет неравномерности поля скоростей в поровом канале (а), различия скоростей в различных поровых каналах (б), деформации линии тока в поровом пространстве (в), поперечного рассеивания (г).

1 — зерна породы; 2 — локальные линии тока; 3 — направление потока; 4 — контур поперечной дисперсии

му движения»*, потоки мигранта создаются также всеми физическими полями. Однако их практическое влияние имеет обычно весьма ограниченный характер.

В приповерхностной (почвенной и подпочвенной) зонах при значительных колебаниях температуры может проявиться термодиффузия, создающая поток массопереноса под действием градиента температуры плотностью $v_{td} = -D_t \text{grad } \theta$, где D_t — коэффициент термодиффузии, причем в рыхлых породах $D_t = 2 \times 10^{-5} \text{ см}^2/(\text{с} \cdot \text{градус})$ [17].

В электрическом поле возникает электроосмотический перенос под действием градиента электрического потенциала. Практическое применение электроосмотический перенос находит при электроосушении глинистых пород, а в естественных электрических полях его влияние обычно незначительно.

На больших глубинах может проявляться эффект бародиффузии, заключающийся в разделении более и менее тяжелых компонентов водного раствора под действием градиента давления [34].

На диффузию микроорганизмов может также накладываться хемотаксический перенос, который представляет собой собственное движение микроорганизмов в направлении участков с более высокой концентрацией необходимых им питательных веществ. Ф. Далквист [52], изучавший миграцию бактерий *Salmonella typhimurium* в растворе аминокислот, предлагает описывать плотность хемотаксического переноса $v_{хт}$ зависимостью от концентраций $c_{пв}$ питательных веществ вида $v_{хт} = k_{хт} \Delta \ln c_{пв} = (k_{хт}/c_{пв}) \text{grad } c_{пв}$, где $k_{хт}$ — хемотаксический коэффициент, который может считаться в определенных условиях постоянным.

Неравномерность поля скоростей в поровом пространстве создает статистические отклонения скоростей переноса отдельных частиц по отношению к средней действительной скорости течения, что приводит к образованию гидродисперсии (рис. 9). Многочис-

* Энгельс Ф. Диалектика природы. М., Политиздат, 1982, с. 193.

ленными экспериментальными исследованиями показано, что продольная гидродисперсия (по направлению потока) описывается законом Фика (4.3), в котором D_m заменяется на коэффициент продольной гидродисперсии D_l , зависящий от скорости фильтрации. В частности, по результатам лабораторных опытов Г. Пфанкуха для однородных песков получается [37, 74]:

$$D_l = D_m + \delta_l v \text{ при } \delta_l = 1,8d, \quad (4.7)$$

где d — средний диаметр зерен.

Д. Харлеман, П. Мельхорн и Р. Румер предлагают зависимость для D_l в виде

$$\bar{D}_l = 88R_k^{1,2}; \bar{D}_l = D_l/(n_0 v); R_k = v \sqrt{k}/(n_0 v), \quad (4.8)$$

где v — коэффициент кинематической вязкости; $\bar{k}$ — коэффициент проницаемости. Эта зависимость экспериментально обоснована для песков с $\bar{k} = 10^{-6} - 10^{-5}$ ($d_{50} = 0,45 - 1,4$ мм) при $n_0 = 0,39$.

Вместе с тем обобщение и анализ всех экспериментальных данных [46] указывают на возможность использования для песчано-гравийных пород нарушенного строения зависимости (4.7) при $\delta_l = 0,63$ мм.

По данным полевых опробований, проведенных Д. Биггаром и Д. Нельсоном [90], в уравнении (4.7)

$$\delta_l = 2,93 (v/n_0)^{0,11}, \quad (4.9)$$

где при v , измеряемом в сантиметрах в сутки, получаем δ_l в сантиметрах. Это выражение дает значительно большие величины параметра гидродисперсии, чем определенные в лабораторных условиях.

Для агрегированных пород Д. Пассиура [90] представил выражение для D_l в форме

$$D_l = D_m + \delta_1 v + \delta_2 v^2; \delta_1 = 0,5d; \delta_2 = \bar{\epsilon}_A \frac{d_A^2}{60D_A}, \quad (4.10)$$

где $\bar{\epsilon}_A$ — относительное содержание агрегатов; d_A — диаметр агрегатов; D_A — коэффициент молекулярной диффузии в агрегатах*. Это выражение хорошо согласовалось с некоторыми экспериментальными данными [74].

При неоднородном потоке переноса возникает также поперечная дисперсия, создающая плотность поперечного потока мигранта — по нормали к направлению фильтрационного потока, определяемую законом Фика, в котором D_m заменяется на коэффициент поперечной дисперсии D_t .

Экспериментальные данные, представленные в различных работах, нанесены на график (рис. 10), где проведены рекомендуемые

* Выражения (4.7) — (4.10) для D_l приведены здесь в несколько трансформированном виде, исходящем из представления закона Фика в форме (4.3) и принимая в качестве кинематической характеристики скорость фильтрации. В зарубежной литературе обычно используется коэффициент гидродисперсии $K_l = D_l/n$.

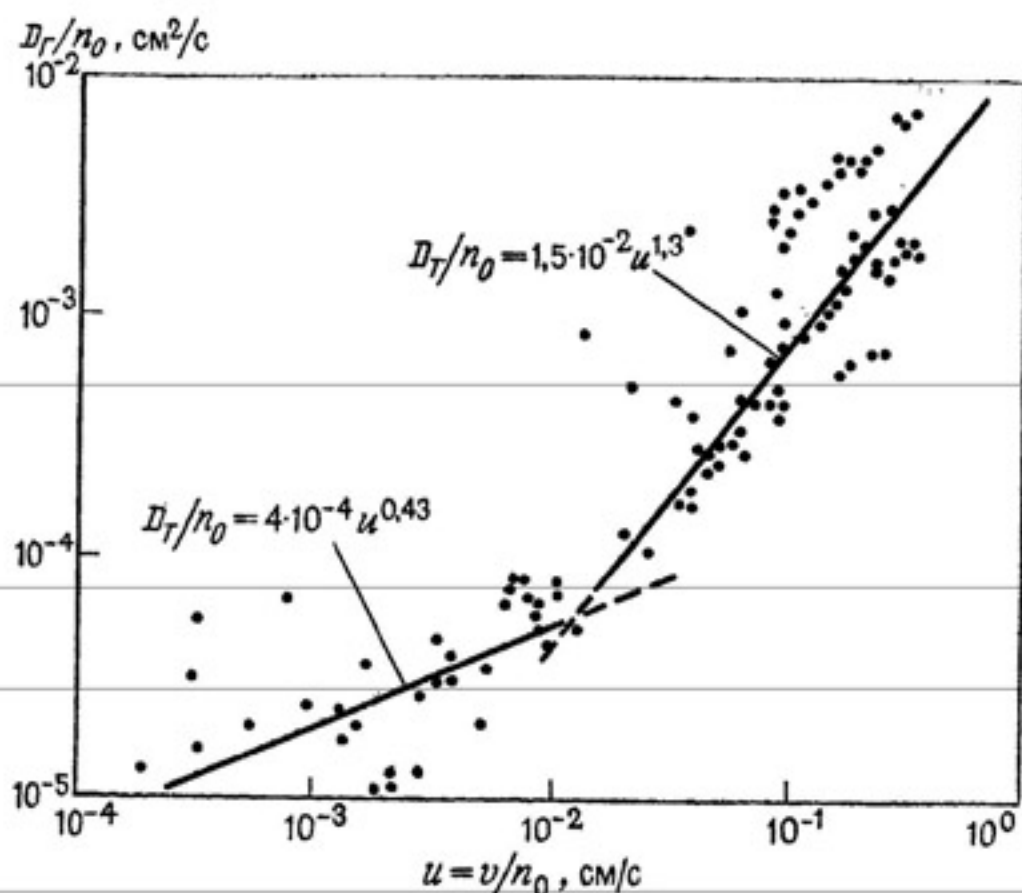


Рис. 10. Сводные данные экспериментального определения коэффициентов поперечной дисперсии [44]

аппроксимационные зависимости [44]. Учитывая значительный разброс экспериментальных точек, удовлетворительную их аппроксимацию можно также представить более простым выражением:

$$D_T = D_m + \delta_T v, \quad (4.11)$$

где δ_T — параметр поперечной дисперсии, δ_T — 0,06—0,2 мм.

Численный анализ показывает [36], что продольная гидродисперсия в гомогенных пористых средах обычно не играет сколько-нибудь существенной роли при массопереносе в подземных водах, заметно проявляясь лишь в лабораторных опытах. Значительно большее влияние в натуральных условиях оказывает макродисперсия, обусловленная макронеоднородностью строения горных пород, имеющей размеры порядка 0,01—1 м.

Модели гетерогенно-блоковой среды

Для горных пород характерна гетерогенность различных масштабов — от кристаллической решетки до массива. Для описания процессов переноса наиболее значимой является гетерогенность порядка десятков сантиметров, обусловленная литолого-фациальной изменчивостью и трещиноватостью горных пород. Для ее учета при построении теоретической модели переноса используется расчетная схема (модель) гетерогенно-блоковой среды с двойной емкостью, представляющей собой квазиоднородную систему слабопроницаемых блоков, равномерно прорезаемых проводящими каналами.

В карбонатных породах такие каналы представлены наиболее крупными трещинами (объемное содержание порядка 1 %), а блоки представлены весьма слабопроницаемым карбонатным материалом с пористостью 10—15 %. Такая гетерогенно-блоковая среда называется также порово-трещинной. В глинистых породах проводящие каналы — это зоны, повышенная проницаемость которых объясняется наличием более грубого материала, а также повышенной трещиноватостью, причём проницаемости каналов и блоков не имеют резкого различия. Такая гетерогенно-блоковая среда может быть названа также мозаичной.

В модели порово-трещинной среды перенос в трещинах (каналах) осуществляется конвективным путем, а в блоках — диффузионным. Рассматривая перенос в блоке, выделим начальный период, когда на поток переноса не влияет размер блока, который в этом случае можно считать неограниченным (схема неограниченной емкости блока), и квазистационарный период, когда диффузионный перенос в пределах блока можно рассчитывать по схеме сосредоточенной емкости, усредняя («размазывая») процесс переноса внутри блока, т. е. считая емкость блока как бы сосредоточенной в его центре.

У. Гарднер и Р. Брукс предложили использовать для решения задач солепереноса модель гетерогенной среды с сосредоточенной емкостью. Они выделяли «мобильные» (двигающиеся вместе с водой) и «иммобильные» (отстающие от потока) соли, причём удельная плотность обмена между ними (в единице объема породы) u^* принималась согласно уравнению $u^* = \alpha^*(c_m - c_{im})$, где α^* — коэффициент обмена; c_m и c_{im} — концентрации мигранта в мобильной и иммобильной воде соответственно. Таким же уравнением описывается внутренний обмен в модели двойной (дифференциальной) пористости, согласно которой пористая среда представляется в виде системы проходных и застойных («тупиковых») пор, причём эта модель рассматривается в качестве альтернативной по отношению к модели гидродисперсии [11, 80]. Вместе с тем для лучшего понимания процесса представляется важным обоснование такой модели на основе блокового строения пород, что открывает возможности оценки связей параметра массообмена с геометрическими характеристиками среды.

Наиболее полное и ясное физическое представление о гетерогенной среде с сосредоточенной емкостью дает рассмотрение мозаично-блоковой среды, которая представляется как квазиоднородная. Такой постановке соответствует система блоков, равномерно прорезаемых проницаемыми каналами, причём конвективный поток в извилистых проницаемых каналах равномерно обтекает слабопроницаемые блоки и частично протекает через них (рис. 11). Таким образом, в этой модели предполагается, что продольный перенос в проводящих каналах осуществляется только конвективным путем, а обмен между каналами и блоками — диффузионным и кондуктивным по схеме сосредоточенной емкости блока.

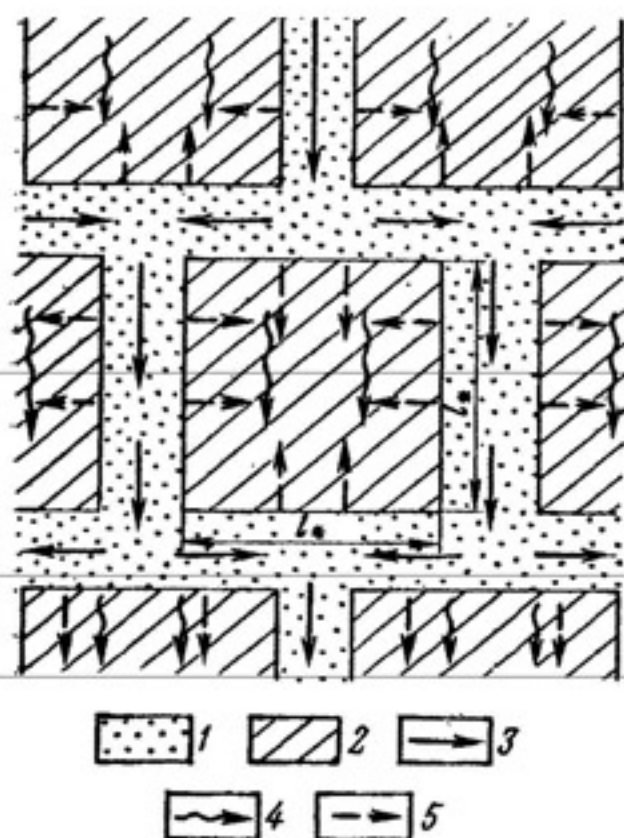


Рис. 11. Схема мозаично-блоковой среды:

1 — проницаемые каналы; 2 — слабопроницаемые блоки; 3 и 4 — направления конвективного переноса в каналах и блоках соответственно; 5 — направления диффузионного переноса в блоках

Уравнение внутреннего обмена между каналами и блоками здесь составляется на основании баланса мигранта в элементарном объеме породы, содержащем один блок и относящиеся к нему проницаемые каналы. Обозначая концентрацию мигранта в каналах через c , а в блоке через c^* , запишем выражение для расхода поступления мигранта в блок диффузионным путем: $Q_d = D_m \omega_b (c - c^*) / l_b$, где ω_b — средняя площадь поверхности блока; l_b — расчетная длина диффузионно-кондуктивного переноса в блоке.

Кроме того, конвективным путем происходит перенос при скорости фильтрации в блоке $v_b = \bar{k}_b v$ (где $\bar{k}_b$ — относительная проницаемость блоков), так что расход Q_k конвективного поступления мигранта в блок определяется выражением $Q_k = v_b \omega_b' (c - c^*)$, где ω_b' — площадь горизонтального сечения блока.

Составим баланс мигранта в блоке объемом V_b :

$$D_m \omega_b \frac{c - c^*}{l_b} + \bar{k}_b v \omega_b' (c - c^*) = n V_b \frac{dc^*}{dt},$$

откуда получим уравнение блокового обмена в виде

$$n^* \frac{dc^*}{dt} = \alpha^* (c - c^*),$$

где n^* — пористость блоков; α^* — коэффициент блокового обмена, который с учетом диффузионных и конвективных составляющих α_d^* и α_k^* имеет вид

$$\alpha^* = \alpha_d^* + \alpha_k^* = \alpha_d^* + \lambda_k v, \quad (4.12)$$

где v — скорость фильтрации.

Коэффициент диффузионного обмена α_d^* и параметр конвективного обмена λ_k связаны с удельной поверхностью блоков соотношениями

$$\alpha_d^* = \frac{D_m \omega_b}{v_b l_b} = \chi_d D_m s_*^2; \quad \lambda_k = \frac{\bar{k}_b \omega_b'}{V_b} = \chi_k \bar{k}_b s_*, \quad (4.13)$$

где $\chi_d = (l_b s_*)^{-1}$ и $\chi_k = \omega_b' / \omega_b$ — коэффициенты, зависящие от формы блоков; s_* — удельная поверхность блоков. Теоретическим анализом диффузионного переноса в телах различной формы установ-

ливается, что для шаровидных блоков $\chi_d=0,5$, для пластинчатых $\chi_d=2/3$, а для блоков кубической формы можно считать $\chi_k=1/6$.

При изучении процессов солепереноса в супесчано-суглинистых монолитах было установлено [39], что обычно $\lambda_k v \gg \alpha^*_d$, т. е. во внутриблоковом обмене здесь превалирует конвективный перенос, причем получены значения $\lambda_k=(1-10) \text{ м}^{-1}$. Для трещинно-поровых сред (например, карбонатных пород), характеризующихся малой проницаемостью блоков, $\alpha^*=\alpha^*_d$.

Для гетерогенной среды с неограниченной емкостью блоков удельная плотность внутриблокового обмена u^{**} записывается на основе интеграла Дюамеля [39]:

$$u^{**} = \beta^* c_*'; \quad \beta^* = s_*^0 \sqrt{\frac{n_* D_M}{\pi}}; \quad c_*' = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^t \frac{c(\tau) d\tau}{\sqrt{t-\tau}}; \quad (4.14)$$

где n_* и s_*^0 — соответственно пористость и удельная поверхность блоков; t — время от начала процесса; D_M^* — коэффициент диффузии мигранта в блоках.

Для оценки условий применимости схем сосредоточенной и неограниченной емкостей блоков в квазиоднородной среде рассмотрим условия симметричного диффузионного переноса в блоке пластинчатой формы толщиной $2m_0$. В этом случае поперечный перенос в блоке описывается дифференциальным уравнением одномерной диффузии в направлении z , решение которого в изображениях по Лапласу—Карсону при граничных условиях $C=C^0$, $z=0$, $dC/dz=0$, $z=m_0$ и начальном нулевом условии дает следующее выражение для плотности поперечного переноса C_z' на границе разделяющего слоя:

$$C_z' = \frac{D_M C^0}{m_0} \bar{C}_z', \quad \bar{C}_z' = \bar{m}_0 \text{th } \bar{m}_0, \quad \bar{m}_0 = m_0 \sqrt{\rho p D_M}, \quad (4.15)$$

где ρ — параметр преобразования. В частности, для схемы неограниченной емкости $\bar{C}_z' = \bar{m}_0$ устанавливается, что с погрешностью до 10 % она применима при $\bar{m}_0 > 1,5$.

Для схемы сосредоточенной емкости

$$C_z' = D_M \frac{C^0 - C^*}{m_0^*}, \quad (4.16)$$

где C^* и C^0 — изображения средней концентрации мигранта в блоке и в проводящем канале соответственно; m_0^* — средняя длина пути диффузионного переноса в блоке. Уравнение баланса мигранта в блоке, записанное в изображениях, при этом будет

$$D_M \frac{C^0 - C^*}{m_0^*} = n_0 m_0 \rho C^*. \quad (4.17)$$

Выражая C^* из формулы (4.16) и подставляя в формулу (4.17), после алгебраических преобразований получим

$$\bar{C}_z' = \frac{\bar{m}_0^2}{1 + (m_0^*/m_0) \bar{m}_0^2}. \quad (4.18)$$

Сопоставляя выражения (4.18) и (4.15), находим соотношение

$$\frac{m_0^*}{m_0} = \frac{1}{\bar{m}_0} \left(\text{cth } \bar{m}_0 - \frac{1}{\bar{m}_0} \right),$$

из которого численным путем устанавливается, что при $\bar{m}_0 < 1$ с точностью до 10 % получается постоянное значение $m_0^*/m_0 = 0,33$. Таким образом, для блоков

пластинчатой формы доказываемость применимости схемы сосредоточенной емкости при условии $\bar{m} < 1$, причем следует задавать $m_0^* = 0,33m_0$.

Сопоставление условий применения схем неограниченной и сосредоточенной емкостей показывает, что при расчетах в интегральных изображениях эти схемы практически стыкуются при размерах блока, удовлетворяющих условию

$$2m_0 = (2 - 3) \sqrt{D_M / (n_0 p)}. \quad (4.19)$$

Для расчетов в реальном времени в условии (4.19) можно сделать замену $p = 1/(\pi t)$, которая следует из сопоставления решений в изображениях и оригиналах при постоянной концентрации мигранта в проводящих каналах. Тогда выражение для размера блока, разграничивающего применимость схем неограниченной и сосредоточенной емкостей блоков, примет вид

$$2m_0 = (2 - 3) \sqrt{\pi D_M t / n_0}, \quad (4.20)$$

где t — расчетная длительность процесса. Для блоков неправильной формы в качестве геометрической характеристики целесообразно принимать удельную поверхность блоков по отношению к объему породы s_* , причем для блока пластинчатой формы $s_* = m_0^{-1}$.

Подставляя в уравнение (4.20) $m_0 = s_*^{-1}$, получим выражение для времени t_* , определяющего условие применимости схем неограниченной и сосредоточенной емкостей (соответственно при $t < t_*$ и $t > t_*$): $t_* = (0,15 - 0,3) n_0 / s_*^2 D_M$.

Аналогичный критерий, но с несколько большим числовым коэффициентом (примерно в два раза) дается в работах [23, 31].

Заметим, что условия применимости схемы с сосредоточенной емкостью могут оказаться более широкими, если учесть заведомую условность представления породы как квазиоднородной среды, а также внутреннюю неоднородность блоков и, в частности, что поверхность блоков горных пород может обладать существенно пониженной диффузионной проницаемостью, обусловленной метаморфизацией пород при обменных физико-химических процессах.

Перенос в слоистых пластах

На процессы переноса значительное влияние оказывает слоистость водоносных пластов, генетически обусловленная для всех осадочных отложений (см. рис. 6—8).

При движении потока вдоль слоев (горизонтальная фильтрация в горизонтально-слоистых пластах) учет слоистости наиболее просто производится по схеме послойного переноса, в которой пренебрегают поперечной дисперсией между слоями. В этом случае перенос в каждом слое протекает как бы изолированно от влияния соседних пластов, а общее количество мигранта определяется суммированием его содержания в каждом слое. Соответственно среднее значение концентрации мигранта c_m в слоистом пласте общей мощностью m , состоящем из r слоев мощностью m_i каждого i -го слоя, будет

$$c_m = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^r m_i c_i = \sum_{i=1}^r \bar{m}_i c_i, \quad \bar{m}_i = m_i/m. \quad (4.21)$$

Количество мигранта, проходящего в пласте через любое вертикальное сечение, характеризуется «выходной» концентрацией c_v :

$$c_v = \frac{1}{q} \sum_{i=1}^r m_i v_i c_i, \quad (4.22)$$

где q — удельный расход потока; v_i — скорость фильтрации в i -м пласте.

Рассмотрим наиболее простой случай послойного переноса по схеме поршневого вытеснения без учета кинетики обменных процессов, когда в начальном сечении $x=0$ одномерного потока, начиная с момента времени $t=0$, подается мигрант с постоянной относительной концентрацией $c^0=1$. При этом концентрация c будет иметь значения $c_i=0$ при $t \leq x/u_i$ и $c_i=1$ при $t > x/u_i$ (где u_i — скорость конвективного переноса в i -м слое).

Записывая выражение (4.21) в виде

$$c_m = 1 - \sum_{i=1}^r \bar{m}_i (1 - c_i), \quad (4.23)$$

заметим, что, поскольку m_i представляет собой относительную частоту (частость) встречаемости в разрезе значений u_i , входящая в выражение (4.23) сумма является функцией распределения коэффициента конвективного переноса κ . А. А. Рошаль [30] рассмотрел выражения для c_m и c_v при нормальном и асимметричном законах распределения κ . При нормальном распределении, когда плотность распределения величины κ описывается выражением

$$\varphi(\kappa) = \frac{n_m}{\sqrt{2\pi} k_m E} \exp \left[-\frac{(\kappa n_m - k_m)^2}{2k_m^2 E^2} \right],$$

$$E^2 = E_k^2 + E_n^2, \quad E_k = \frac{\sigma_k}{k_m}, \quad E_n = \frac{\sigma_n}{n_m}, \quad (4.24)$$

(где n_m и k_m — средние значения пористости и коэффициента фильтрации; σ_k и σ_n — средние квадратические отклонения k и n), средняя концентрация c_m описывается уравнением

$$c_m = \frac{\operatorname{erfc} \xi}{1 + \operatorname{erf} (1/\sqrt{2} E)}, \quad \xi = \frac{n_m x - v_m t}{\sqrt{2} v_m E t},$$

где $v_m = q/m$ — среднее значение скорости фильтрации. Из этого уравнения следует, что время $t_{0,5}$ прохождения средней концентрации $c_m = 0,5$ оказывается несколько меньше среднего времени поршневого вытеснения $t_0 = n_m x / v_m$ (например, для значений $E = 1; 2; 3; 4$ получаются следующие величины отношения $t_{0,5}/t_0$: 0,83; 0,56; 0,41; 0,32), а величина l_n/l_k^0 (где l_n — размер переходной зоны; $l_k^0 = v_m t / n_m$) остается постоянной во времени (при сравнительно малых значениях E в диапазоне изменения относительной концент-

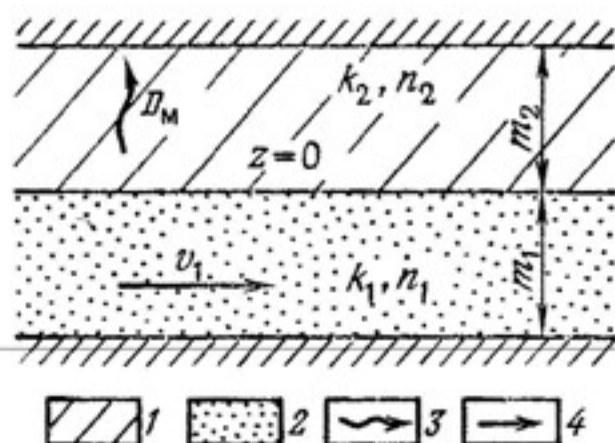


Рис. 12. Схема переноса в двухслойном пласте:

1 — разделяющий слой; 2 — проводящий слой; 3, 4 — направления переноса в проводящем и разделяющем слоях

рации c_m от 0,97 до 0,03 получается $l_n/l_k^0 = E$). Несколько большее различие значений $t_{0,5}$ и t_0 получается при анализе выходной концентрации c_v .

Для асимметричного распределения А. А. Рошаль рассмотрел также случай, когда плотность распределения χ выражается однопараметрической функцией Релея

$$\varphi(\chi) = \frac{\chi}{\chi_0^2} \exp\left(-\frac{\chi^2}{2\chi_0^2}\right),$$

где χ_0 — вероятнейшее (модальное) значение χ . В этом случае для условий фундаментальной задачи получаются выражения

$$c_m = \exp\left(-\frac{\pi}{4} \xi^2\right); c_v = \operatorname{erfc}\left(\frac{\sqrt{\pi}}{2} \xi\right) + \frac{\xi}{\sqrt{2}} \exp\left(-\frac{\pi}{4} \xi^2\right); \xi = \frac{0,8k_m x}{\chi_0 v_m t}.$$

Из анализа этих выражений следует, что время прохождения средней концентрации немного сдвинуто относительно среднего времени поршневого вытеснения, а переходная зона остается постоянной во времени.

В более общем случае, когда на границе $x=0$ одномерного потока задаются переменные по сечению и во времени значения граничной концентрации $c_i^0(t)$, в выражениях (4.22) и (4.23) будет $c_i = c_i^0 t - (x/u_i)$, а если учитывать гетерогенно-блоковое строение пород внутри слоев, то значения c находятся из соответствующих решений задач переноса по схеме гетерогенно-блоковой среды (см. гл. 2).

Процессы переноса в слоистых пластах могут существенно усложниться в результате влияния поперечной дисперсии, в связи с чем особый интерес представляет ее оценка применительно к используемым расчетным схемам переноса.

Дадим обоснование значимости и способа учета поперечной дисперсии при переносе в слоистом пласте применительно к условиям продольного фильтрационного потока в двухслойном пласте (рис. 12) при резком различии проницаемости слоев (например, при чередовании глинистых и песчаных слоев), считая, что в таких условиях можно пренебречь конвективным переносом в разделяющем (слабопроницаемом) слое и дисперсией в проводящем (проницаемом). Тогда распределение концентраций мигранта в проводящем c_1 и в разделяющем c_2 слое описывается дифференциальными уравнениями

$$n_1 m_1 \frac{\partial c_1}{\partial t} + q \frac{\partial c_1}{\partial x} + D_m c_2' = 0; n_2 \frac{\partial c_2}{\partial t} = D_m \frac{\partial^2 c_2}{\partial z^2}; c_2' = \frac{\partial c_2}{\partial z} \Big|_{z=0}, \quad (4.25)$$

где n_1 и n_2 — пористость проводящего и слабопроницаемого слоев, соответственно; m_1 и m_2 — мощности проводящего и слабопроницаемого слоев; $q = v_1 m_1$ — удельный расход фильтрации в проводящем слое при скорости фильтрации v_1 ;

D_m — коэффициент молекулярной диффузии (поперечной дисперсии) в слабо-проницаемом слое.

Уравнение (4.25) удобно решать, вводя в него интегральные изображения по Лапласу — Карсону. Тогда при начальном нулевом условии первое из уравнений (4.25) представится в виде

$$n_1 m_1 p C_1 + q \frac{dC_1}{dx} + D_m C_z' = 0, \quad (4.26)$$

где p — параметр преобразования; C_1 и C_z' — изображения величин c_1 и c_z' . Выражение для C_z' получается решением записанного в изображениях второго уравнения (4.25):

$$C_z' = C_1 \sqrt{\frac{n_2 p}{D_m}} \operatorname{th} \left(m_2 \sqrt{\frac{n_2 p}{D_m}} \right). \quad (4.27)$$

Подставляя выражение (4.27) в (4.26), получим уравнение с разделяющимися переменными, решение которого при $C_1(0) = C_1^0$ будет

$$C_1 = C_1^0 \exp \left[-\frac{x}{q} \left(n_1 m_1 p + \sqrt{n_2 p D_m} \operatorname{th} \left(m_2 \sqrt{\frac{n_2 p}{D_m}} \right) \right) \right]. \quad (4.28)$$

Обратный переход от этого изображения к оригиналу рассмотрен в работах [30, 31, 38]. В частности, при $m \rightarrow \infty$ решение имеет вид [38]:

$$c_1 = c_0 \operatorname{erfc} \xi^0; \quad \xi^0 = \frac{x \sqrt{n_2 D_m}}{2 \sqrt{q(qt - n_1 m_1 x)}}.$$

Рассматривая предельный случай этого решения при отсутствии диффузии, можно обосновать условие применимости схемы послойного конвективного переноса в слоистых пластах. Для этого предположим, что в нем $c/c^0 = 0,5$, что соответствует $\xi = 0,476$, и заменим x на $q(1 - \delta_v)t/(n_1 m_1)$, где δ_v — погрешность расчетов скорости фильтрации по схеме послойного переноса. Тогда из выражения для ξ^0 получим соотношение

$$\theta = \frac{n_2 D_m t}{n_1^2 m_1^2} = 0,9 \frac{\delta_v}{(1 - \delta_v)^2}.$$

Принимая реальные значения допустимой погрешности $\delta_v = 0,1 - 0,2$, получим для времени применимости схемы послойного переноса критерий

$$t < (0,1 - 0,3) \frac{n_1^2 m_1^2}{n_2 D_m}.$$

Такой же критерий (при нижнем значении числового коэффициента) получен в работах [23, 31] из анализа баланса мигранта в процессе обмена между слоями. Дадим по этому критерию примерную оценку времени применения схемы послойного переноса при типичных значениях мощностей слоев $m_1 = m_2 = 1$ м, задавая $n_1 = n_2 = 0,3$ и $D_m = 2 \cdot 10^{-5}$ м²/сут, что дает $t < (1,5 - 4) \cdot 10^4$ сут, т. е. при диффузионном механизме поперечного переноса схема послойного переноса может очень широко применяться для расчетов техногенных процессов.

Относительное влияние поперечного конвективного переноса в таких условиях рассмотрено в работе [31].

Для оценки влияния гидродисперсии заменим D_m на $\delta_\tau v_2$, где δ_τ — параметр поперечной гидродисперсии и v_2 — скорость фильт-

рации в слабопроницаемом слое. Тогда для безразмерного времени получим выражение

$$\theta = \frac{n_2 \delta_T l_k}{n_2 m_1^2} \frac{v_2}{v_1}, \quad (4.29)$$

где $l_k = qt/(n_1 m_1)$ — длина пути конвективного переноса; $v_1 = q/m_1$. Считая $v_2/v_1 = k_2/k_1$ (где k_1 и k_2 — коэффициенты фильтрации слоев), запишем условие (4.29) в виде

$$\frac{n_2 \delta_T l_k k_2}{n_1 m_1^2 k_1} = 0,9 \frac{\delta_v}{(1 - \delta_v)^2}. \quad (4.30)$$

Проведя расчеты по выражению (4.30) при характерных значениях параметров, можно показать, что в песчаных пластах, где $\delta_T \simeq 10^{-3} - 10^{-4}$ м, схема послойного переноса имеет широкую область применения и может давать существенные погрешности только в потоках очень большой длины (порядка километра и более), а также в слоистых пластах, представленных скальными породами (где может быть $\delta_T = 0,1 - 1$ м).

Диффузионная модель макродисперсии

Для математического описания макродисперсии, обусловленной различными видами фильтрационной неоднородности пород и пластов, широкое распространение получило представление о возможности использования аналогии с микродисперсией, когда макронеднородная среда рассматривается как эквивалентная однородная. Такую модель можно назвать диффузионной, поскольку в ней дисперсия средней концентрации мигрантов в потоке описывается уравнением диффузии (4.3). При этом коэффициент D_m заменяется на коэффициент макродисперсии D , структура которого принимается аналогичной коэффициенту гидродисперсии [см. выражения (4.10) и (4.11)], исходя из предположения, что размеру зерен соответствует характерный размер слабопроницаемых включений. Положительная оценка возможностей использования такой модели давалась, например, Д. Фридом, который, основываясь на доказательстве асимптотического перехода к диффузионной модели описания процесса переноса в слоистых пластах, делает вывод, что результаты, полученные для однородной среды, являются справедливыми и для гетерогенных сред [37]. В дальнейшем Д. Фрид приходит к более осторожным оценкам, признавая, что процесс дисперсии не обязательно может быть диффузионного типа [8]. Такая осторожность вызывается тем, что столь значительные изменения масштаба процесса при переходе от микроуравнений к макроуровням естественно вызывают сомнения в сохранении качественных представлений о модели процесса дисперсии на этих уровнях. Эти сомнения подтверждаются данными определения расчетных параметров макродисперсии решением обратных задач по натурным материалам. Результаты этих решений показывают, что расчетные параметры дисперсии существенно зависят от размера потока [8, 14, 46].

Рассмотрим обоснованность применения диффузионной модели на примере переноса нейтрального мигранта в одномерном потоке двухслойного строения при резком различии проницаемости слоев, когда перенос описывается системой дифференциальных уравнений (4.25). В этом случае согласно схеме макродисперсии концентрация мигранта в проницаемом слое описывается дифференциальным уравнением

$$\frac{\partial c}{\partial t} + v \frac{\partial c}{\partial x} = D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2}; \quad n = \frac{n_1 m_1 + n_2 m_2}{m_1 + m_2}; \quad v = \frac{q}{m_1 + m_2}. \quad (4.31)$$

Фундаментальное решение уравнения (4.31) в изображениях по Лапласу—Карсону для полуограниченного потока имеет вид (6.17) при $k=0$. Сопоставляя решения (4.28) и (6.17), после преобразований получим выражение для коэффициента дисперсии

$$D = \frac{n_2 m_2 p - V \sqrt{n_2 p D_m} \operatorname{th} \bar{m}_2}{(m_1 + m_2) (n_1 m_1 p + V \sqrt{n_2 p D_m} \operatorname{th} \bar{m}_2)^2} q^2; \quad \bar{m}_2 = m_2 \sqrt{\frac{n_2 p}{D_m}}. \quad (4.32)$$

При длительном времени процесса, когда p становится малым, величину $\operatorname{th} \bar{m}_2$ можно разложить в ряд и ограничиться в числителе двумя первыми членами, а в знаменателе одним членом. Тогда выражение (4.32) принимает вид

$$D = \frac{n_2^2 m_2^3 v^2}{3n^2 (m_1 + m_2) D_m}. \quad (4.33)$$

В этом случае D уже не зависит от p и может рассматриваться как параметр процесса переноса. Следовательно, схема макродисперсии действительно является предельным случаем переноса в слоистом пласте при резком различии проницаемости слоев. Такое же выражение, полученное другим путем, приведено в работах [23, 37].

Оценим погрешность δ_d определения параметра макродисперсии выражением (4.32) как относительную разницу значений D , определяемых выражениями (4.32) и (4.33). После алгебраических преобразований получим следующее выражение:

$$\delta_d = \frac{3 \left(1 - \frac{1}{\bar{m}_2} \operatorname{th} \bar{m}_2 \right) (1 + \bar{m})^2}{\bar{m}_2^2 \left(\bar{m} + \frac{1}{\bar{m}_2} \operatorname{th} \bar{m}_2 \right)^2} - 1; \quad \bar{m} = \frac{n_1 m_1}{n_2 m_2}. \quad (4.34)$$

В табл. 9 приведены данные расчетов δ_d по формуле (4.34) для предельных случаев.

Анализ этих данных показывает, что величина δ_d меняет знак при $0 < \bar{m} < 1$, однако по абсолютному значению она зависит главным образом от $\bar{m}_2$, меньше меняясь при различии $\bar{m}_1$, причем предельные значения находятся в пределах $-1 < \delta_d < 2$. При допустимой погрешности $\delta_d = 0,1-0,2$ применимость диффузионной модели можно гарантировать при $m_2 \leq 0,7$.

Таблица 9

Расчетные значения δ_d

$\bar{m}$	Значения δ_d при различных величинах $\bar{m}_2$					
	0,5	1	1,5	2	5	∞
0	0,07	0,23	0,45	0,67	1,4	2
1	-0,015	-0,08	-0,18	-0,28	-0,73	-1
∞	-0,09	-0,29	-0,47	-0,61	-0,9	-1

Принимая характерное значение $p = 1/(\pi t)$, представим это условие для оригиналов функции в виде

$$t > 2m_2^2 n_2 / (\pi D_m). \quad (4.35)$$

Задавая, в частности, характерные значения параметров $D_m = 2 \cdot 10^{-5}$ м²/сут; $n_2 = 0,3$; $m_2 = 1$ м, из выражения (4.35) получим условие $t > 10^4$ сут. Такая численная оценка показывает, что время наступления условий применимости схемы макродисперсии оказывается слишком большим, чтобы можно было принять ее в качестве базовой для практических расчетов переноса в слоистых пластах. Этот вывод подтверждается обстоятельными теоретическими исследованиями, показавшими, что диффузионная модель неперспективна для описания переноса в слоистых пластах, поскольку она асимптотически справедлива лишь при весьма большой длительности процесса, выходящей за рамки реальной значимости [30, 38, 46].

С целью учета этой изменчивости А. А. Рошаль [30] предложил пользоваться для слоистых пластов следующим интерполяционным выражением для зависимости расчетного коэффициента продольной дисперсии D_t во времени:

$$D_t = (v_m^2 E^2 h^2 / D_r) \left[1 - \frac{1}{\tau} (1 - e^{-\tau}) \right]^{-1}; \quad \tau = D_r t / (n_m h^2), \quad (4.36)$$

где h — некоторый характерный размер пласта и слагающих его слоев; E и n_m определяются согласно уравнению (4.24). Для малых и больших моментов времени из уравнения (4.36) получаются предельные выражения коэффициентов дисперсии D_0 и D_∞ :

$$D_0 = v_m^2 E^2 t / 2n_m; \quad D_\infty = v_m^2 E^2 h^2 / D_r,$$

причем величина D_0 соответствует расчетному значению коэффициента дисперсии, которое получается из решения задачи послойного переноса при нормальном законе распределения фильтрационных параметров слоев. Поскольку зависимость (4.36) является эмпирической, ее применимость требует обоснования на представительных фактических материалах (вместе с доказательством способа определения параметра h).

В работе [46] на основании представления макродисперсии как результата проявления случайного распределения поля скоростей утверждается, что расчетная величина коэффициента дисперсии должна быть функцией времени, а не расстояния, причем обработка данных полевых опытов показала, что эта функция оказывается неповторимой во всех точках наблюдений. Сомнительна также целесообразность использования диффузионной модели для описания макродисперсии в гетерогенных породах неупорядоченного строения. Численные эксперименты по массопереносу в среде с непроницаемыми включениями показали, что даже в этом идеализированном случае возникают значительные неясности в описании процесса моделью гидродисперсии, поскольку перенос мигрантов существенно зависит от расположения и масштаба включений

[76]. Например, анализ переноса в среде со статистически распределенной проницаемостью по логнормальному закону привел к выводу о невозможности прогнозирования и анализа натуральных опытов массопереноса на основе диффузионной модели, т. е. как для гидродисперсии. В качестве альтернативы при этом предлагается модель конвективного переноса со статистическим распределением проницаемости [76].

Применение диффузионной модели для описания продольной

В качестве размываемого материала на модели использовались кальцинированные древесные опилки. Они имели средний размер частиц около 1 мм, удельный вес 1,11 (влажность 80%), объемный 0,64 т/м³ и среднюю гидравлическую крупность 22,6 мм/сек (по данным специальных анализов).

На модели провели три опыта при параметрах, указанных в табл. 1.

Таблица 1

Опыт	Расход воды		Горизонты в створе Чатлы, * м	
	в натуре, м³/сек	на модели, л/сек	в натуре	на модели
I	4750	17	6,10	0,122
II	3360	12	5,65	0,113
III	1680	6	4,42	0,088

* Горизонты в створе Чатлы для натуре приняты по кривой $Q = f(H)$ по среднемноголетним данным.

Степень надежности опытов по принятой методике моделирования устанавливалась сравнением результатов опытов с натурными данными (верификацией) по трем створам (Лавак, Тахиаташ и Чатлы) при следующих расходах воды (м³/сек):

Лавак	5070	3450	1470
Тахиаташ ¹	—	—	1446
Чатлы	4800	3360	1340

Эти расходы наиболее близки к принятым при исследовании модели и отличаются от них величинами, не способными значительно повлиять на характер протекания потока и величину русловых деформаций.

Натура и модель по этим створам сравнивались по площади живого сечения (ω), ширине по зеркалу (B), средней глубине (h_{cp}), средней скорости (V_{cp}), уклону (I) и коэффициенту Шези (C).

Кроме этого, сопоставлялась также форма живого сечения.

На рис. 1, 2, 3 показаны поперечные профили натуральных и модельных съемок по указанным выше створам. В табл. 2 приведены гидравлические элементы, определенные по указанным профилям. На основании данных таблицы подсчитаны фактические масштабные множители.

Значения фактических масштабных множителей и множителей, полученных расчетом по принятой методике моделирования, указаны в табл. 3, из которой видно, что величины масштабных множителей, принятые при моделировании, весьма близки к полученным по фактическим данным во время прохождения в естественном русле (натурном) расходов воды, близких к модельным (в пересчете на натуру).

Некоторое отклонение значения принятых масштабных множителей при пропуске на модели расхода воды 6 л/сек, или 1680 м³/сек (~1700 м³/сек) в пересчете на натуру объясняется несколько меньшими расходами, при которых проводились натурные съемки.

¹ Расходы в створе Тахиаташ приняты равными средним между расходами в створах Лавак и Чатлы.

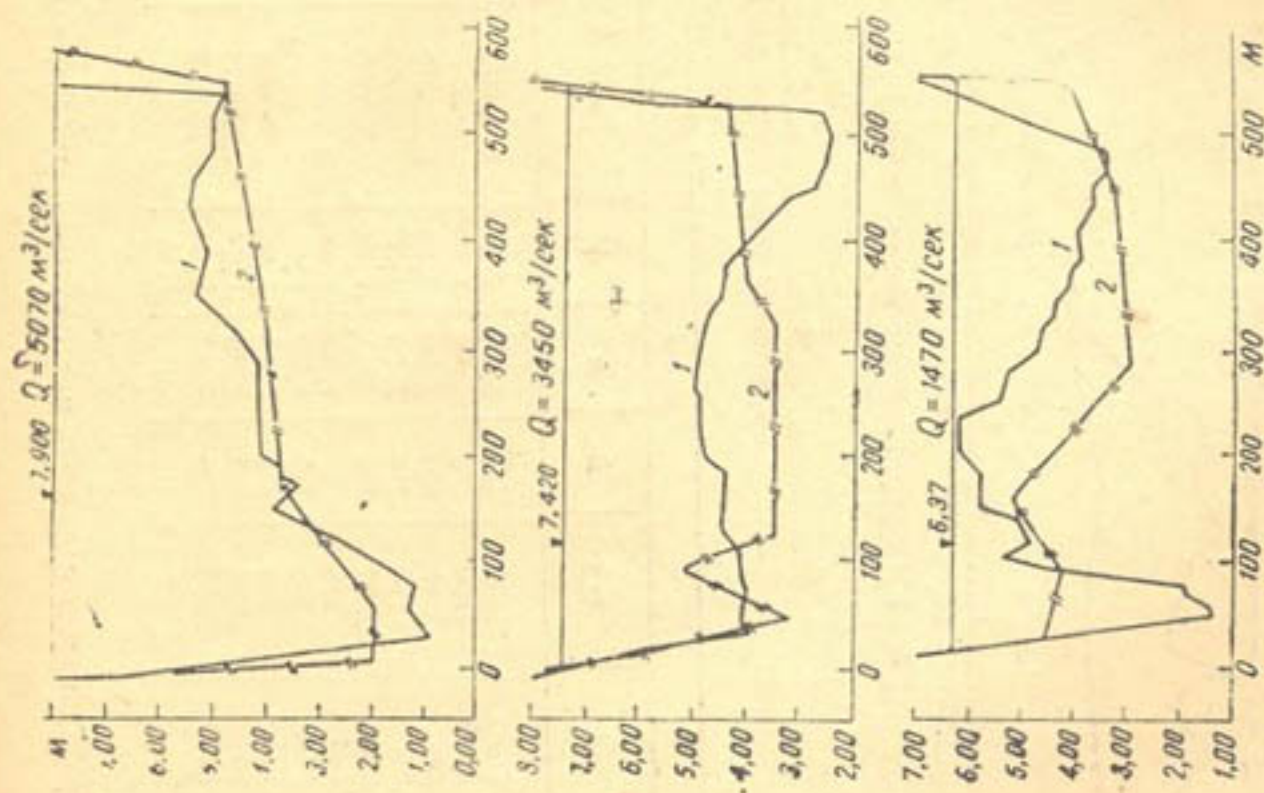


Рис. 1. Поперечные профили створа Лавак:
1 — натуря; 2 — модель (опилки).

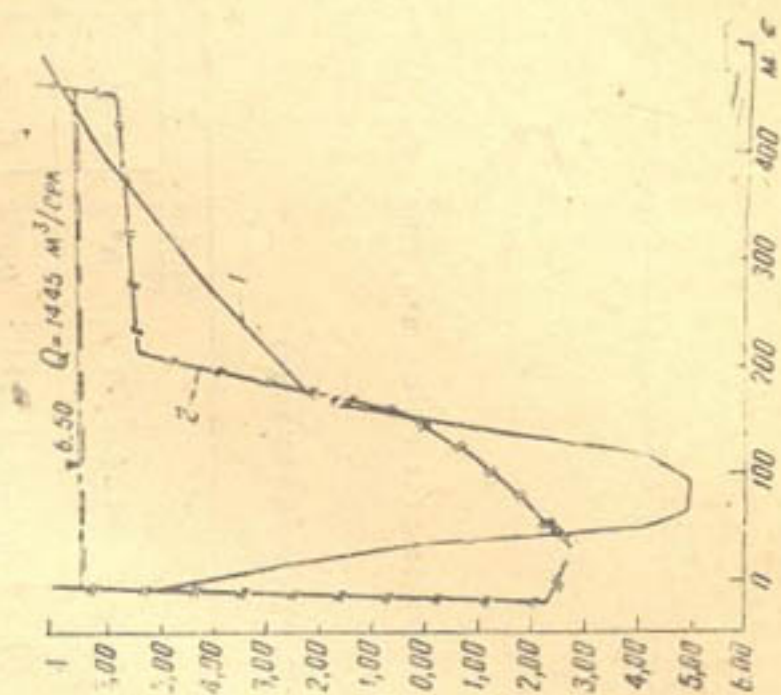


Рис. 2. Поперечные профили створа Тахна-
таш (условные обозначения те же, что
и на рис. 1).

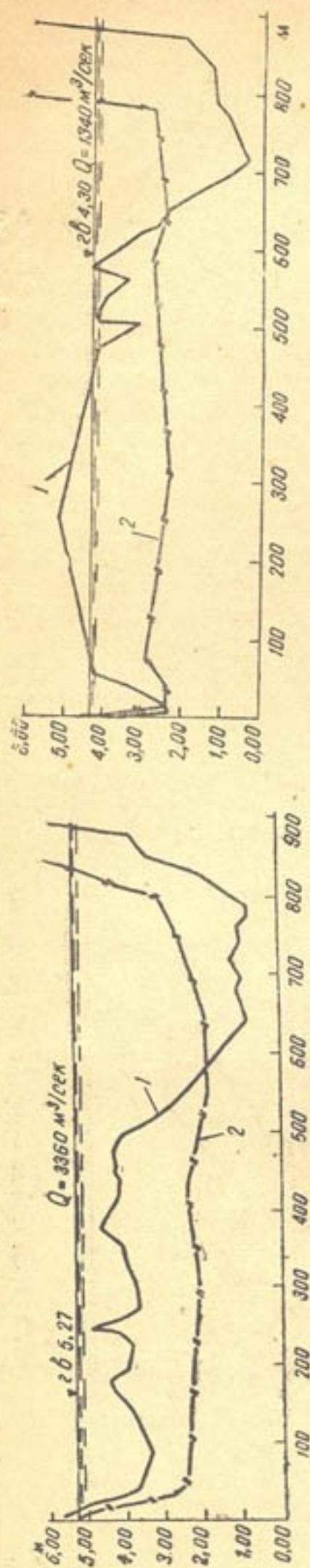


Рис. 3. Поперечные профили створа Чатлы (условные обозначения те же, что и на рис. 1).

Таблица 2

Сравнение модельных данных с натурными (верификация)

Створ	Натура							Модель						
	Q	ω	B	h	V	I	C	Q	ω	B	h*	V	I	C
Лавак	5070	2100	550	3,80	2,38	0,00012	122	0,017	0,0776	1,14	0,068	0,220	0,00060	34,3
Тахнаташ	4935	4100	460	26,50	1,20	—	—	0,017	0,1720	1,06	0,369	0,100	—	—
Чатлы	4800	2340	900	2,60	2,05	0,00012	127	0,017	0,0920	1,35	0,068	0,170	0,00060	26,4
Лавак	3450	1675	540	3,10	2,03	0,00009	122	0,012	0,0684	1,10	0,062	0,175	0,00045	32,7
Чатлы	3360	2025	860	2,46	1,65	0,00009	110	0,012	0,0844	1,64	0,051	0,142	0,00045	20,6
Лавак	1440	925	515	1,80	1,60	0,00008	133	0,006	0,0550	1,10	0,050	0,110	0,00040	22,5
Тахнаташ	1440	1300	320	9,70	1,11	—	—	0,006	0,0700	0,90	0,180	0,860	—	—
Чатлы	1340	1110	775	1,43	1,20	0,00008	113	0,006	0,0542	1,57	0,033	0,110	0,00040	29,9
Лавак	1440	1372	500	2,75	1,04	0,00008	70	0,006	0,0550	1,10	0,050	0,110	0,00004	22,5
Лавак	1440	1000	500	2,00	1,44	0,00008	115	0,006	0,0550	1,10	0,050	0,110	0,00004	22,5

* Для створа Тахнаташ приведена максимальная глубина, для других створов — средняя.

Кроме сопоставления модельного русла с бытовым по поперечным профилям, они сравнивались и по общему характеру протекания потока.

Полученные результаты вполне удовлетворительны.

Из натуральных наблюдений известно, что поток с расходом воды около 5 тыс. $\text{м}^3/\text{сек}$ у мыса Тахиаташ проходит по всему сечению русла с большими погонными расходами воды у левого берега, а поток с расходом около 1400 $\text{м}^3/\text{сек}$ на этом участке разбивается на два рукава: одна часть направляется вдоль левого, а другая — вдоль правого берега, в середине же образуется отмель.

Таблица 3

Значения масштабных множителей (фактических и принятых)

Створ	Расход, $\text{м}^3/\text{сек}$		α_Q	α_ω	α_B	α_h	α_v	α_I	α_c
	натура	модель							
Лавак	5070	0,017	294 000	27 000	500	56	10,9	0,2	3,6
Тахиаташ	4935	0,017	289 000	23 700	430	69	12,0	—	—
Чатлы	4800	0,017	280 000	25 500	670	38	12,0	0,2	4,8
Лавак	3450	0,012	287 000	24 300	490	50	11,6	0,2	3,7
Чатлы	3360	0,012	281 000	24 100	523	48	11,6	0,2	3,7
Лавак {	1470*	0,006	245 000	16 700	468	36	14,4	10,2	5,9
	1440	0,006	240 000	25 000	450	55	9,4	0,2	3,1
	1440	0,006	240 000	18 200	450	40	13,1	0,2	5,1
Тахиаташ	1440	0,006	240 000	18 200	357	54	12,8	—	—
Чатлы	1340	0,006	223 000	20 800	490	43	10,9	0,2	3,8
Принятые			280 000	25 000	500	50	11,2	0,2	3,5

* Натурные съемки при расходе воды 1700 $\text{м}^3/\text{сек}$, что составляет на модели 6 л/сек, отсутствовали. Расходу 1440 $\text{м}^3/\text{сек}$ соответствовала бы расход модели $Q=5$ л/сек.

Картина протекания потока на моделях при пропуске по ним соответствующих расходов воды аналогична.

Для проверки сравнивали отметки горизонтов воды на посту Лавак, полученные на модели и пересчитанные в натуру, с отметками, определенными по кривой $Q=f(H)$ для этого поста.

Отметки горизонтов для каждого из расходов воды приведены в табл. 4, из которой следует, что расхождение их незначительно.

Таблица 4

Горизонты воды по посту Лавак

Расход воды		Горизонт воды, м		
на модели, л/сек	в натуре, $\text{м}^3/\text{сек}$	на модели (замерено)	в натуре (пересчитано с модели)	по кривой $Q=f(H)$
17	4750	0,166	8,30	7,80
12	3360	0,144	7,25	7,25
6	1680	0,123	6,20	6,45

ВЫВОДЫ

1. В лаборатории должна создаваться модель изучаемого участка реки. Модель подходного к водозаборному узлу речного участка должна воспроизводить этот участок по очертаниям в плане и морфометрическим связям.

2. При моделировании в разных вертикальных и горизонтальных масштабах в дополнение к разработанным рекомендациям С. Т. Алтунина, И. Я. Орлова и др. для определения расходов воды на модели следует использовать масштабный множитель

$$\alpha_Q = \alpha_b \alpha_h^{\frac{3}{2}} \alpha_c \alpha_l^{\frac{1}{2}},$$

а насыщение модельного потока донными наносами должно отвечать требованию поддержания уклона, т. е. $\alpha_l = \text{const}$ для всех расходов в каждом цикле исследований.

Моделирование по данной зависимости позволит использовать любые размываемые материалы при условиях обеспечения их подвижности в принятых масштабах.

3. Для проверки результатов моделирования необходимо максимально привлекать натурные данные как наиболее надежный критерий правильности лабораторного опыта.

Проведенные модельные исследования русла Аму-Дарьи на участке Лавак — Чатлы показали, что принятая нами методика достаточно надежна, так как она подтверждается данными натурных измерений.

4. Настоящая методика рекомендуется для использования при исследованиях других гидроузлов, в частности намечаемых к проектированию и строительству на Аму-Дарье (Тюямуюнского, Кызыл-аякского и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Леви И. И. Моделирование гидравлических явлений, М.—Л., Госэнергоиздат, 1960.
2. Цветкова Н. А. Наносы Аму-Дарьи, В сб.: „Вопросы гидротехники“, вып. 1, АН УзССР, 1955.
3. Алтунин С. Т. Моделирование размываемых русел и речных сооружений, В сб.: „Русловые процессы“, АН СССР, 1958.
4. Зегжда А. Р. Теория и методика расчета гидротехнических моделей, М.—Л. Гостройиздат, 1938.

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Помещая настоящую статью Н. Н. Суровой, редколлегия отмечает, что одним из показателей подобия русел в аллювиальных грунтах, по данным Г. С. Чекулаева (см. его статью „О показателях устойчивости русел каналов оросительных систем“, В сб.: „Вопросы гидротехники“, вып. I, АН УзССР, 1955), может являться величина

$$S = \frac{\gamma \cdot Q \cdot i}{B},$$

где S — удельная работа сил сопротивления;
 γ — объемный вес жидкости руслового потока;
 i — уклон потока;
 B — ширина или смоченный периметр живого сечения широкого русла;
 Q — секундный расход жидкости.

В применении к рассматриваемой в статье Н. Н. Суровой задаче сравнение $S_{\text{мод}}$ с $S_{\text{нат}}$ дает величину $\alpha_s = \frac{S_{\text{мод}}}{S_{\text{нат}}} = \text{const} \cong 0,01$, как подсчитал Г. С. Чекулаев (рецензировавший данную статью и отметивший правильность разработанной Н. Н. Суровой методики с использованием части предложений С. Т. Алтунина, И. Я. Орлова и других исследователей). Это видно из составленной им и приведенной здесь таблицы.

Опыт	Q	i	B	S	α_s
I	$\frac{0,017}{5070}$	$\frac{0,00060}{0,00012}$	$\frac{1,14}{550}$	$\frac{0,0090}{1,110}$	0,0081
III	$\frac{0,017}{4800}$	$\frac{0,00060}{0,00012}$	$\frac{1,35}{900}$	$\frac{0,0076}{640}$	0,0119
IV	$\frac{0,012}{3450}$	$\frac{0,00045}{0,00009}$	$\frac{0,10}{540}$	$\frac{0,0049}{0,575}$	0,0085
V	$\frac{0,012}{3360}$	$\frac{0,00045}{0,00009}$	$\frac{1,64}{860}$	$\frac{0,0033}{0,352}$	0,0093
VI	$\frac{0,006}{2440}$	$\frac{0,00040}{0,00008}$	$\frac{1,10}{515}$	$\frac{0,00218}{0,217}$	0,0101
VIII	$\frac{0,006}{1340}$	$\frac{0,00040}{0,00008}$	$\frac{1,57}{775}$	$\frac{0,00153}{0,138}$	0,0111
IX	$\frac{0,006}{1440}$	$\frac{0,00040}{0,00008}$	$\frac{1,10}{500}$	$\frac{0,00218}{0,230}$	0,0095
X	$\frac{0,006}{1440}$	$\frac{0,00040}{0,00008}$	$\frac{1,10}{500}$	$\frac{0,00218}{0,230}$	0,0095
					$(\alpha_s)_{\text{ср}} = 0,0100$

Примечание. В числителе приведены данные для модели, в знаменателе — для натуры.

Заметим, что при моделировании широких русел с использованием на модели воды, а не другой какой-либо жидкости, т. е. при $\gamma_{\text{мод}} = \gamma_{\text{нат}}$, масштабный множитель удельной работы сил сопротивления

$$\alpha_s = \frac{\alpha_Q \cdot \alpha_i}{\alpha_B} = \frac{\alpha_B \cdot \alpha_c \cdot \alpha_h^{\frac{3}{2}} \cdot \alpha_i^{\frac{3}{2}}}{\alpha_B} = \alpha_c (\alpha_h \cdot \alpha_i)^{\frac{3}{2}}.$$

Отметим, что обеспечение на модели необходимых α_c и α_i достигалось Н. Н. Суровой изменением насыщения потока наносами (в данном случае опилками). Опыты показали, что начиная с некоторой величины насыщение не увеличивает α_i .

В таких условиях может возникнуть необходимость учета чисел Фруда и Рейнольдса, что при учете S происходит до некоторой степени автоматически, так как $S = f(Fr, Re)$, на что указано М. С. Вызго.

По этому вопросу смотрите также статью И. И. Леви и Н. П. Кулеш „Транспортирующая способность потока, насыщенного мелкой взвесью“ („Известия ВНИИГ“, т. 66, 1960) и приведенную в ней литературу.

Н. Н. СУРОВА

К ВОПРОСУ ПРОГНОЗА ВЕЛИЧИНЫ МЕСТНОГО РАЗМЫВА ЗА КРУПНЫМИ ГИДРОУЗЛАМИ НА РАВНИННЫХ РЕКАХ

При прогнозировании величины местных размывов за гидротехническими сооружениями на основании лабораторных исследований необходимо правильно пересчитывать модельные данные в натуру.

Для пересчета глубины размыва, наблюдаемой на модели в принятом линейном масштабе, следует правильно смоделировать свойства натуральных грунтов. Это требование довольно легко удовлетворяется, если в натуре грунты несвязные и достаточно крупнозернистые (галечники), допускающие геометрическое уменьшение их размеров. В случае же, когда грунты природы скальные и мелкозернистые (связные и несвязные), моделирование их еще чрезвычайно сложно и вызывает применение при исследованиях различных заменителей, которыми для мелкопесчаных грунтов природы являются пластмассовые порошки, зола, древесные опилки, паровозная изгарь и другие легкоподвижные материалы.

Однако методика применения их до сих пор недостаточно полно разработана.

По существующим методам моделирования местных деформаций в нижнем бьефе гидросооружений размываемый материал рекомендуется подбирать по равенству для модели и природы критериев устойчивости и взмучивания этого материала [1] или по комплексной характеристике [2].

Комплексная характеристика размываемого материала учитывает его свойства наиболее полно, однако и она не выявляет в достаточной степени влияния связности, сцепления отдельных частиц.

В работе [2] мы показали, что, подбирая заменители грунтов по комплексной характеристике M , можно получить при моделировании геометрическое подобие глубин местного размыва, т. е.

$$t_{\text{нат}} = \alpha_l t_{\text{мод}}, \quad (1)$$

где α_l — геометрический масштаб модели;

$t_{\text{нат}}$, $t_{\text{мод}}$ — глубины в месте размыва в натуре и на модели.

Когда грунты в натуре представлены очень мелкозернистыми песками, моделирование их, даже по одной из указанных методик, затруднительно, поскольку не представляется возможным подобрать для таких песков подходящие заменители, особенно при исследованиях речных гидроузлов на моделях, которые не удастся делать в больших масштабах.

В этих случаях может применяться натуральный мелкозернистый песок. Одна из методик исследования и пересчета результатов опытов в натуру при применении на модели песка-прототипа предложена Н. П. Зреловым [3, 4].

При использовании на модели песка-прототипа можно рекомендовать также метод, вытекающий из анализа существующих расчетных формул, применяемых для определения глубины местного размыва несвязных материалов (песков) и имеющих вид

$$t = f(q, H, v, d, w, \delta, \gamma), \quad (2)$$

где q — расход воды;

H — напор;

v — скорость потока;

d — геометрическая крупность частиц грунта;

w — гидравлическая крупность частиц грунта;

γ, δ — объемный и удельный вес грунта.

Заменяя эти параметры масштабными множителями, приходим к зависимости общего вида

$$\alpha_t = \alpha_l^\varphi,$$

или

$$t_{\text{нат}} = t_{\text{мод}} \alpha_l^\varphi, \quad (3)$$

где $\alpha_t = \frac{t_{\text{нат}}}{t_{\text{мод}}}$ — масштаб глубины размыва;

$t_{\text{нат}}$ — глубина размыва в натуре;

$t_{\text{мод}}$ — глубина размыва на модели;

α_l — линейный масштаб модели;

φ — показатель степени.

В работе [2] нами приведена формула для определения глубины местного размыва бурным потоком за коротким горизонтальным креплением

$$t = 0,55 M \sqrt{H} \sqrt[5]{qv_{\text{к.к}}}, \quad (4)$$

где M — характеристика размываемого грунта (материала).

Использование этой формулы в целях моделирования при $M_{\text{мод}} = M_{\text{нат}}$ и замене входящих в нее величин масштабными множителями, определенными по Фрудру

$$\left(\frac{q_{\text{нат}}}{q_{\text{мод}}} = \alpha_l^2, \quad \frac{H_{\text{нат}}}{H_{\text{мод}}} = \alpha_l, \quad \frac{v_{\text{нат}}}{v_{\text{мод}}} = \alpha_l^{\frac{1}{2}} \right),$$

$$\text{дает } \alpha_t = \sqrt[5]{\alpha_l^5} \sqrt[5]{\alpha_l^{\frac{5}{2}} \alpha_l^{\frac{1}{2}}}, \text{ т. е. } \alpha_t = \alpha_l^{1,1}.$$

Следовательно, масштаб глубины равен линейному масштабу в степени $\varphi = 1,10$.

Формула Шоклича для случая размыва крутопадающей струей воды имеет вид

$$t = \frac{4,75}{d^{0,32}} q^{0,57} H^{0,2}, \quad (5)$$

где d — крупность частиц грунта, мм.

При $d_{\text{мод}} = d_{\text{нат}}$ по этой формуле

$$\alpha_t = (\alpha_t^{1,5})^{0,57} \alpha_t^{0,2} = \alpha_t^{1,055}, \text{ т. е. } \varphi = 1,055.$$

Показатель степени φ из других известных формул для расчета глубины местного размыва получается различным и находится в пределах от $\varphi = 1$ (Н. А. Патрашев¹) до $\varphi = 1,33$ (Ли Бао-жу) и даже $\varphi = 1,4$ (Франке) [5].

Когда φ и не на много больше единицы, все же α_t значительно отличается от α_t . Например, при масштабе модели $\alpha_t = 50$ масштаб глубины, по Шокличу, будет $\alpha_t = 50^{1,055} = 62,4$, т. е. примерно на 25% больше α_t . При больших φ , например, по Франке, $\alpha_t = 50^{1,4} = 240$; т. е. на 380% больше α_t , или почти в пять раз. Чем больше α_t и φ , тем больше отличие α_t от α_t .

Различные значения φ , определенные по формулам разных авторов, отличаются друг от друга, вероятно, потому, что указанные выше формулы были получены только на основе модельных исследований, а также при различных конструкциях нижних бьефов сооружений. Это следует учитывать при моделировании и расчетах.

Используя для перерасчета с модели в натуру зависимость $t_{\text{нат}} = t_{\text{мод}} \alpha_t^{\varphi}$, для каждого конкретного случая необходимо находить свой показатель степени φ , что потребует впрямь до накопления достаточных данных, которые позволят классифицировать все конструкции нижних бьефов сооружений по группам с примерно одинаковыми значениями φ .

В настоящее время, чтобы получить возможность пересчета глубин с модели в натуру по этой методике, исследования необходимо проводить на двух моделях масштаба $(\alpha_t)_1$ и $(\alpha_t)_2$. По значению глубин в месте размыва на них и соотношению их геометрических размеров определяется значение показателя степени $\varphi = \frac{\lg(\alpha_t)}{\lg(\alpha_t)}$ (модель крупного масштаба считается как бы прототипом для модели более мелкого масштаба).

По этой методике были пересчитаны с моделей в натуру результаты опытов, произведенных Н. П. Зреловым в гидравлической лаборатории ВОДГЕО и нами в лаборатории водозаборных сооружений Института водных проблем и гидротехники АН УзССР (в 1960 г.) при исследовании моделей одного из вариантов плотины Тахиаташского гидроузла². По результатам опытов определены показатели φ для трех испытанных типов сооружений (табл. 1).

По значениям полученных показателей степени φ (табл. 1) произведен пересчет модельных данных в натуру по зависимости (3).

Как видно из табл. 2, полученные указанным методом пересчета глубины в месте размыва t (от поверхности уровня воды в нижнем бьефе) и глубины местного размыва T (ниже отметки закрепленного дна) с использованием замеров на каждой модели оказались почти одинаковыми (см. рисунок) для всех испытанных конструкций (для первой — около $t_{\text{нат}} = 43,5$ м, второй — около $t_{\text{нат}} = 52$ м и третьей (по опытам автора) — около $t_{\text{нат}} = 23,6$ м).

¹ Значение $\varphi = 1$ ошибочно.

² Опыты выполнялись нами с применением натурального песка из р. Аму-Дарьи (район Тахиаташа) на трех полупространственных моделях различного масштаба ($\alpha_t = 20, 40$ и 80). Каждая модель воспроизводила три пролета плотины.

Таблица 1

Линей- ный масштаб модели	Измеренная глубина в месте раз- мыва $t_{\text{мод}}$ M	Масштабные множители		Показатель степени $\varphi = \frac{\lg(a_f)}{\lg(a_l)}$
		a_l	a_f	

I Рисберма с предохранительным откосом (опыты Н. П. Зрелова)

32	0,890	$\frac{60}{32} = 1,87$	$\frac{0,890}{0,441} = 2,02$	1,105
60	0,441	$\frac{100}{32} = 3,13$	$\frac{0,890}{0,249} = 3,58$	1,120
100	0,249	$\frac{100}{60} = 1,66$	$\frac{0,441}{0,249} = 1,77$	1,134
				$\varphi_{\text{ср}} = 1,120$

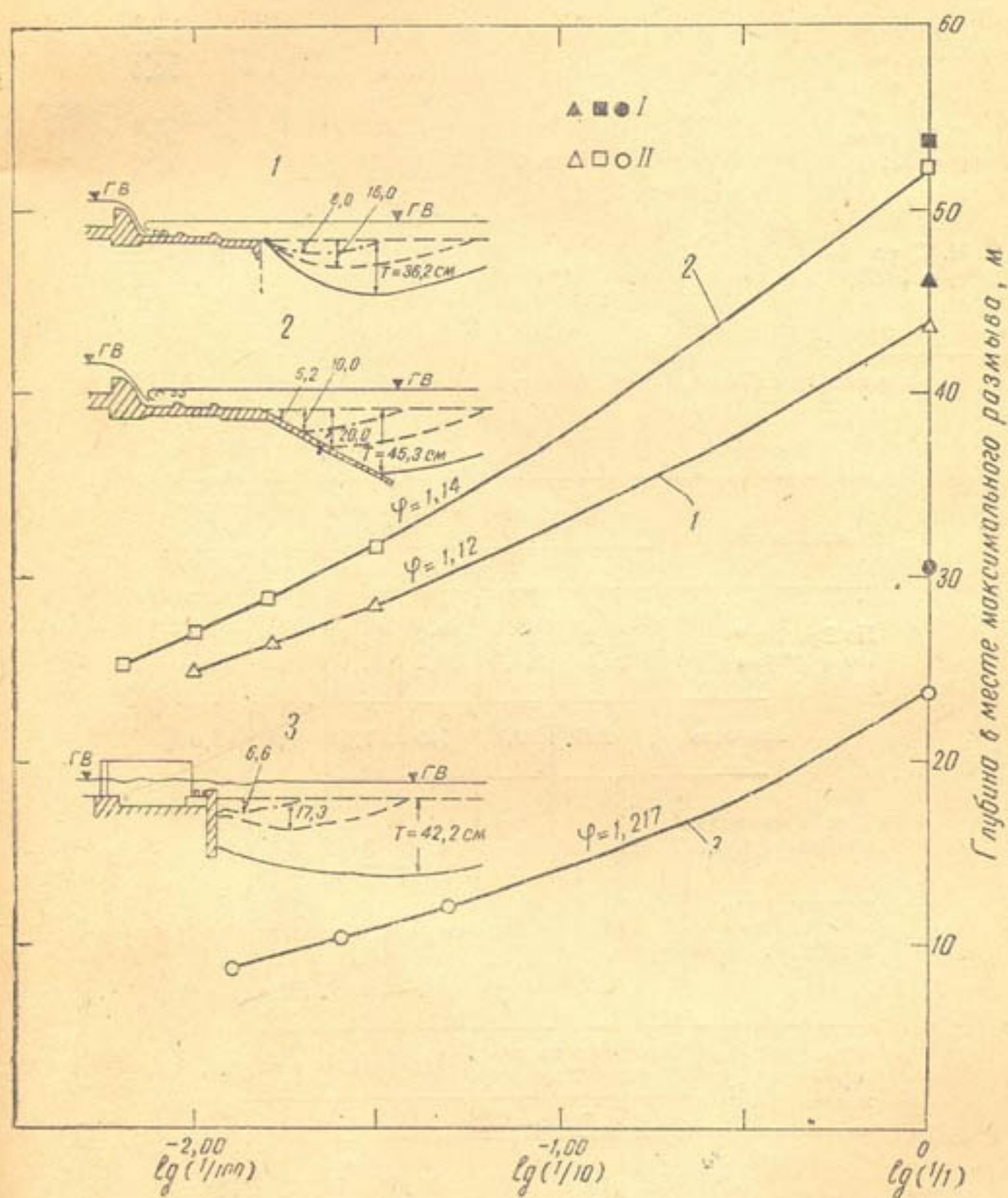
II Рисберма с предохранительным откосом (опыты Н. П. Зрелова)

32	0,981	$\frac{60}{32} = 1,87$	$\frac{0,981}{0,481} = 2,03$	1,14
60	0,481	$\frac{100}{32} = 3,13$	$\frac{0,981}{0,269} = 3,63$	1,13
100	0,269	$\frac{160}{32} = 5,00$	$\frac{0,981}{0,157} = 6,26$	1,14
160	0,157	$\frac{100}{60} = 1,66$	$\frac{0,481}{0,269} = 1,78$	1,14
		$\frac{160}{60} = 1,66$	$\frac{0,481}{0,157} = 3,07$	1,14
		$\frac{160}{100} = 1,60$	$\frac{0,269}{0,157} = 1,72$	1,15
				$\varphi_{\text{ср}} = 1,14$

III Рисберма отсутствует. Имеется водобойный колодец с криволинейной стенкой (опыты Н. Н. Суровой)

20	0,600	$\frac{40}{20} = 2$	$\frac{0,600}{0,262} = 2,28$	1,19
40	0,262	$\frac{80}{20} = 4$	$\frac{0,600}{0,100} = 5,45$	1,22
80	0,110	$\frac{80}{40} = 2$	$\frac{0,269}{0,110} = 2,37$	1,24
				$\varphi_{\text{ср}} = 1,217$

Несколько более высокие значения $t_{\text{нат}}$ получаются при использовании метода прогноза, предложенного Н. П. Зреловым, что видно из табл. 3, где даны осредненные значения глубин t и T , полученные разными способами (величины размывов указаны в метрах). Если



Прогнозирование глубины размыва в натуре на основе результатов лабораторных опытов в пересчете:

I — по методу Н. П. Зрелова, II — по формуле $t_{\text{нат}} = t_{\text{мод}} \alpha_1^{\varphi}$.

пересчитывать глубины размыва с модели в натуру, пользуясь формулой (1), без моделирования грунта по комплексной характеристике M , такой „прогноз“ даст слишком малые глубины размыва, явно ошибочные и притом тем меньшие, чем мельче масштаб модели (чем больше α_1), что видно из расчетов, сведенных в табл. 4.

Таблица 2

Опыты	α_l	α_l^{φ}	$t_{\text{нат}} = t_{\text{мод}} \alpha_l^{\varphi}$	$T_{\text{нат}} = t_{\text{нат}} - h_{\text{нат}}$
Н. П. Зрелова ($\varphi = 1,12$)	$\begin{cases} 32 \\ 60 \\ 100 \end{cases}$	$\begin{cases} 48,2 \\ 100 \\ 174 \end{cases}$	$\begin{cases} 43,0 \\ 44,1 \\ 43,4 \end{cases}$	$\begin{cases} 26,1 \\ 27,2 \\ 26,5 \end{cases}$
Н. П. Зрелова ($\varphi = 1,14$)	$\begin{cases} 32 \\ 60 \\ 100 \\ 160 \end{cases}$	$\begin{cases} 53,5 \\ 103,5 \\ 190 \\ 331 \end{cases}$	$\begin{cases} 52,5 \\ 52,6 \\ 51,3 \\ 52,2 \end{cases}$	$\begin{cases} 35,6 \\ 35,7 \\ 34,4 \\ 35,3 \end{cases}$
Н. Н. Суровой ($\varphi = 1,217$)	$\begin{cases} 20 \\ 40 \\ 80 \end{cases}$	$\begin{cases} 39,0 \\ 91,2 \\ 214 \end{cases}$	$\begin{cases} 23,4 \\ 23,8 \\ 23,6 \end{cases}$	$\begin{cases} 19,8 \\ 20,2 \\ 20,0 \end{cases}$

Примечание. Типы рисберм аналогичны указанным в табл. 1.

Таблица 3

Метод пересчета	1-е сооружение		2-е сооруже- ние		3-е сооруже- ние	
	T	t	T	t	T	t
По Зрелову*	29,2	46,1	36,7	53,6	27,0	30,6
По формуле (3)	26,6	43,5	35,2	52,1	20,0	23,6
Разность	2,6	2,6	1,5	1,5	7,0	7,0
В % к вычислен- ной по формуле (3)	10	6	4	3	35	29

* Метод Н. П. Зрелова изложен в его работах [3, 4] и здесь не приводится.

Таблица 4

Со- ору- жение	α_l	Замерено на мо- дели, см			Пересчитано в натуру, м		
		T	h	t	T	h	t
1	32	36,2	52,8	89,0	11,60	16,90	28,50
	60	16,0	28,1	44,1	9,60	16,90	26,50
	100	8,0	16,9	24,9	8,00	16,90	24,90
2	32	45,3	52,8	98,1	14,50	16,90	31,40
	60	20,0	28,1	48,1	12,00	16,90	28,90
	100	10,0	18,9	26,9	10,00	16,90	26,90
	160	5,2	10,5	15,7	8,40	16,90	25,80
3	20	42,2	17,8	60,0	8,44	3,55	11,99
	40	17,3	8,9	26,2	6,92	3,55	10,47
	80	6,6	4,4	11,0	5,28	3,55	8,83

Самым надежным критерием была бы проверка прогноза на построенном и эксплуатируемом сооружении, но для проектируемой Тахиташской плотины (сооружение 3), воспользоваться им, очевидно, невозможно.

Затруднено в настоящее время сопоставление расчетных прогнозных глубин с фактическими и для других изученных в лабораториях конструкций (сооружения 1 и 2).

Однако к частичному сравнению можно привлечь некоторые фактические данные о размывах, проявившихся в первый период эксплуатации плотины Волжской ГЭС им. В. И. Ленина. Размывы за этой плотинной после кратковременного паводка 1957 г. описаны К. И. Россинским [6] и Г. А. Руссо [7]. Поскольку конструкция и другие показатели волжской плотины близки к моделировавшемуся сооружению 2, то можно провести их приближенное сравнение. Глубина в месте размыва $t_{\text{фак}}$ за плотинной после паводка 1957 г. оказалась равной примерно 36,5 м при $z \cong 15$ м и $q \cong 30 \div 35$ м³/сек на 1 пог. м фронта рисбе-рмы. Как видно из таблиц и рисунка, для сооружения прогнозная глубина размыва $t \cong 52$ м [при расчете по формуле (3)].

Фактическая глубина хотя и меньше прогнозной, но надо иметь в виду, что на модели размывался мелкий натурный песок, а в натуре ковш был прикрыт наброской крупного камня слоем около 3 м и на модели опыт продолжался до полной стабилизации размыва, а в натуре размыв был зафиксирован после относительно кратковременного паводка.

Эти два фактора показывают, что в натуре размыв действительно должен был оказаться меньше прогнозируемого, т. е. можно полагать, что прогнозный и фактический размывы довольно удовлетворительно подтверждают друг друга.

Сопоставление пересчетов с модели в натуру по формуле (3) и методом Н. П. Зрелова, а также приближенное (даже несколько условное) сравнение их с фактическими натурными данными позволяют считать, что в настоящее время можно надежно прогнозировать вероятную глубину местного размыва за крупными гидросооружениями, применяя на модели мелкозернистые натурные пески прототипа.

ВЫВОДЫ

1. При исследованиях местных размывов нижних бьефов гидроузлов, возводимых на мелкопесчаных грунтах, можно с успехом применять на моделях песок прототипа (натуры).

2. Эти исследования впредь до накопления необходимых данных по величине показателя степени φ для различных конструкций сооружений необходимо проводить на двух моделях различных масштабов.

3. Пересчет глубины в месте размыва с модели в натуру рекомендуется производить по формуле

$$t_{\text{нат}} = t_{\text{мод}} \alpha_l^{\varphi},$$

где α_l — линейный (геометрический) масштаб исследуемой модели;

φ — показатель степени, определяемый из опытов, проведенных на двух различного масштаба моделях изучаемого объекта с применением натурального песка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левин И. И. «Изв. ВНИИГ», т. 48, М.—Л., Госэнергоиздат, 1952.
 2. Сурова Н. Н. Вопросы методики моделирования размываемых русел (учет пористости размываемого грунта), В сб.: «Русловые процессы», М., АН СССР, 1958.
 - ✓ 3. Зрелов Н. П. Метод экстраполяционного моделирования гидравлических процессов. «Тр. гидравл. лабор. ВОДГЕО», вып. 5, М., Изд-во лит. по строит. и архитектуре, 1957.
 - ✓ 4. Зрелов Н. П. Метод экстраполяционного моделирования размывов в нижнем бьефе гидросооружений, В сб.: «Русловые процессы и гидротехн. строительство», Ташкент, АН УзССР, 1957.
 5. Вызго М. С. Реферат и замечания по статьям А. Шоклича и П. Франке. В сб.: «Вопросы гидротехники», вып. 2, Ташкент, АН УзССР, 1961.
 6. Российский К. И. Местный размыв дна в нижнем бьефе водосбросных сооружений Волжской гидроэлектростанции им. В. И. Ленина, «Тр. III Всесоюзного гидрологического съезда», т. V, Л., 1960.
 7. Руссо Г. А. «Гидротехническое строительство», 1958, № 11.
-

Ю. М. НУРМУХАМЕДОВ

НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОГО ДВУХСТОРОННЕГО ВОДОЗАБОРА

Одна из важнейших проблем гидротехники — защита водозаборных устройств и каналов от занесения их наносами [7, 9, 12, 13].

Практика эксплуатации низконапорных плотинных узлов в Средней Азии (Первомайский на р. Зеравшан, Кугартский на р. Кугарт, Бешалышский на Бешалышсае и др.) выявила во многих случаях неудовлетворительную работу водоприемников.

Все построенные, а также строящиеся и запроектированные узлы по условиям борьбы с наносами можно отнести к трем типам.

Строительство плотин первого типа основано на использовании поперечной циркуляции потока (Кампырраватская, Сарыкурганская, Дамходжикская).

Плотины второго типа используют, кроме того, расслоение потока по высоте (Кзыл-Ординская, Куршабская).

Третий тип плотин основан на расслоении потока по высоте забора воды через бычки из верхних слоев (Тешикташкауский узел).

В гидросооружениях необходимы: бесперебойная подача воды в каналы по графику водопотребления, свободный пропуск всех расходов воды и паводков через сбросные сооружения паводков, недопущение в каналы донных и придонных наносов. Конструктивное решение узла должно быть наиболее простым.

Опыт эксплуатации существующих в Средней Азии плотинных узлов с двухсторонним водозабором (Чумышская, Первомайская, Кугартская плотины и др.) показывает сложность регулирования русла потока, а также обеспечения водозабора и борьбы с попаданием наносов на оба берега каналов.

Во всех упомянутых узлах водоприемники расположены в створе плотины. Трудность эксплуатации их заключается в следующем.

Вследствие излишней подводящей ширины русла и фронта гидросооружения поток блуждает на подходе, меняя стрежень. При этом сильно размывается один берег и заносится другой, ввиду чего на входе образуются острова и отмели и усиленно отлагаются донные наносы в один из водозаборов (например, на Первомайской плотине). Наиболее сильное блуждание потока происходит в межень. Промывки бьефа не всегда эффективны.

В 1958—1959 гг. мы проводили полевые исследования на Куйганярской и Кампырраватской плотинах, Ангренском гидроузле и особенно на Первомайской плотине, так как со дня вступления в эксплуатацию в 1930 г. она не обеспечивает водозабор в оба канала.

При избыточной ширине подводящего русла (223 м вместо расчетных 90) и двухстороннем водозаборе на подходах к плотине поток сильно блуждал и на входах в карманы образовались отмели [1]. В первые два года в верхнем бьефе оседали донные и частично взвешенные наносы. В 1932 г. в нижнем бьефе дно было размыто на 5 м ниже отметки плиты водобоя. Создалась угроза разрушения гидроузла.

Вследствие оседания отложений длина кривой подпора в верхнем бьефе увеличилась от 700 до 3750 м, а после занесения верхнего бьефа (1931—1958 гг.) наносы стали поступать в нижний, и дно русла поднялось в среднем на 0,80 м. Призма отложения распространилась на 1500 м. Блуждание потока увеличилось. Поэтому в верхнем бьефе пришлось нарастить струенаправляющую дамбу по высоте. Положение рукавов при блуждании потока часто менялось (рис. 1).

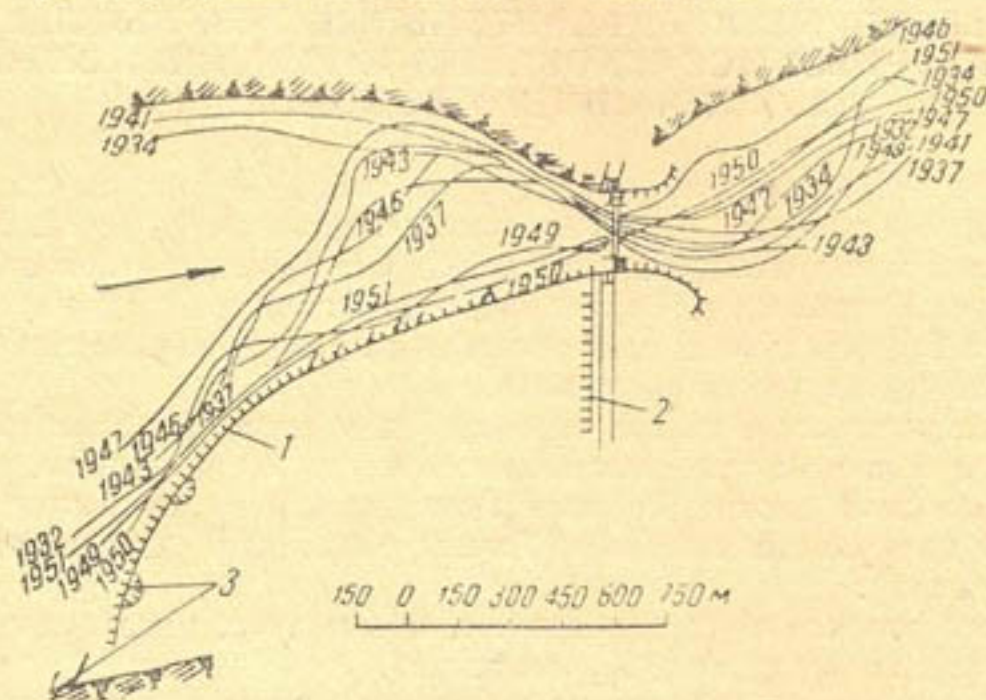


Рис. 1. Изменение главного русла по годам:
1 — струенаправляющая дамба; 2 — водоудерживающая дамба; 3 — защитные сооружения.

В отдельные годы река протекает по рукавам, перекрытым правобережной струенаправляющей дамбой, разрушает ее и угрожает прорывом перегораживающей дамбы и обходом плотины справа.

Правобережный канал в межень (30—40 дней в году) водой не обеспечивается, и в среднем недобор воды составляет 15—25% потребности в ней.

Поток проходит по левому берегу, поэтому водозабор в левобережный канал находится в лучших условиях, однако вместе с водой поступает большое количество донных наносов.

Во избежание обхода плотины и для поддержания водозабора в оба канала ежегодно проводятся значительные регулировочные и очистительные работы.

При проектировании Кугартской плотины, построенной в 1930 г. на предгорном участке реки, также не уделялось должного внимания подводящему руслу (рис. 2), вследствие чего с первых же лет работы плотины эксплуатация ее была весьма затруднена.

В 1953 г. [2, 12] произошла авария, в результате которой были подмыты водосливная плотина и водобойная часть, частично разрушилась труба в теле плотины, забились наносами головная часть правобережного канала.

К 1955 г. суммарная стоимость ремонтов сооружения (включая и регулировочные работы) превысила его строительную стоимость в полтора раза.

По нашему мнению, анализ литературных данных и исследования последних лет показали, что применение последовательного двухстороннего плотинного водозабора должно дать более удовлетворительные результаты в отношении гидравлики узла и борьбы с наносами.

Цель нашей статьи — дать рациональную схему регулирования русла при двухстороннем последовательном водозаборе с разработкой метода гидравлического расчета (на примере исследования работы Первомайского гидроузла на р. Зеравшан) (рис. 3).

По данным эксплуатации, расход воды в створе плотины с обеспеченностью 5% составляет $Q_{5\%} = 650 \text{ м}^3/\text{сек}$; средний паводковый расход $Q_{\text{ср.}} = 450 \text{ м}^3/\text{сек}$; среднегодовой меженный расход $Q_{\text{м}} = 200 \text{ м}^3/\text{сек}$.

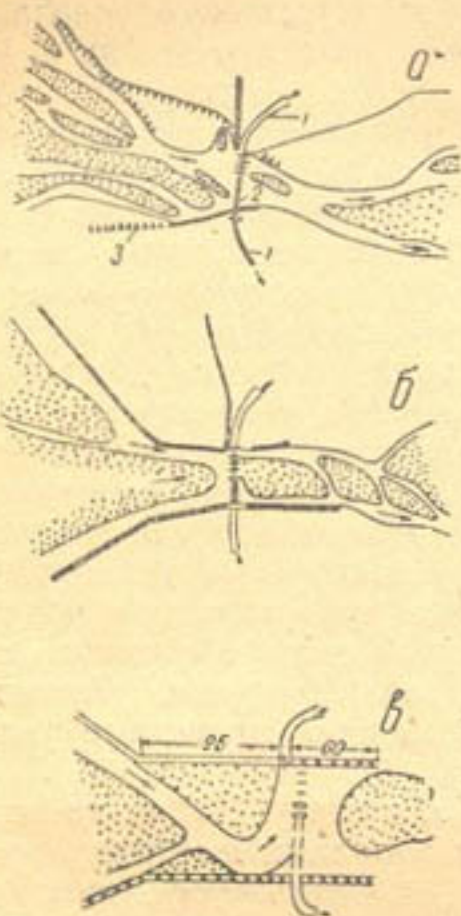


Рис. 2. Схема расположения отмелей и направление течения реки у плотины:

а — 1934, б — 1938, в — 1945 г.;
1 — канал, 2 — труба, 3 — сипан.

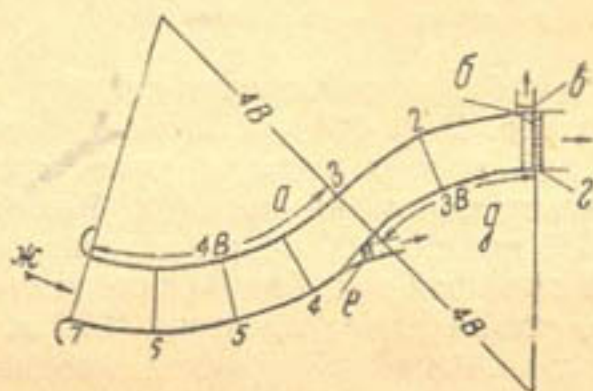


Рис. 3. План подводящего русла при последовательном двухстороннем водозаборе:

а — дамба, б — порог, в — регулятор-2,
г — плотина, д — створ 1, е — регулятор-1,
ж — течение; 2—7 — створы.

Результаты лабораторных опытов за 1958—1959 гг. следующие.

1. Регулирование русла реки связано с общей компоновкой водозаборного узла; зарегулированное подводящее русло должно иметь криволинейное очертание для обеспечения устойчивого подхода воды к водозаборным сооружениям в межень.

2. При определении длины подводящего русла следует исходить из условия обеспечения подхода главного течения к регулятору, образования поперечной циркуляции перед ним, с тем чтобы чистая вода (без наносов крупных фракций) шла в канал, а отложения значительных размеров увлекались в сторону выпуклого берега. Опыты показали, что общая длина подводящего русла при двухстороннем последовательном водозаборе должна быть не менее $7,0 B$. Расстояние между нижним левобережным и верхним правобережным регуляторами должно составлять $3, 5 B$ при радиусе кривизны выпуклого берега $R = 4B$.

3. Наиболее благоприятное положение верхнего регулятора (с устойчивым порогом) в отношении забора воды без наносов и защиты от ледохода — на вогнутых участках прибрежной линии с малыми радиу-

сами кривизны и большими глубинами воды на расстоянии $\frac{1}{3}$ ниже вершины кривой.

4. Наилучшее положение нижнего регулятора достигается боковым расположением водозабора. При этом лишняя вода сбрасывается через разборчатую щитовую плотину, находящуюся поперек реки в створе нижнего регулятора.

5. Угол отвода для верхнего регулятора следует брать в пределах $45-50^\circ$.

Вторым примером последовательного двухстороннего водозабора служит реконструированный в 1941 г. Суккурский гидроузел на р. Инд

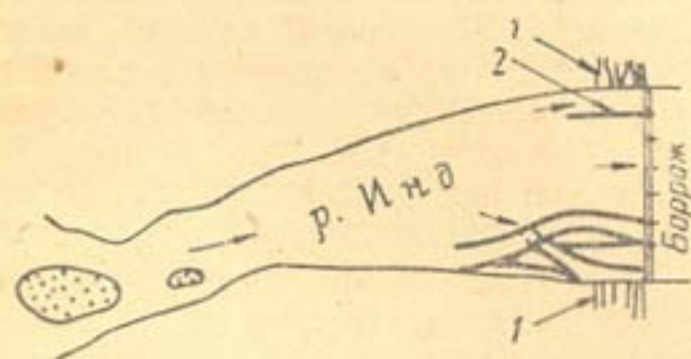


Рис. 4. Суккурский бараж на р. Инд после реконструкции в 1941 г.:

1 — каналы; 2 — разделяющая стенка.

(рис. 4.). Суккурское гидросооружение (индийского типа) вступило в строй в 1931 г.

До реконструкции на плотине левые каналы не заносились песком, правые же, расположенные на выпуклой стороне, сильно забрасывались наносами, и за первые четыре года эксплуатации потеряли 40% пропускной способности. На этом гидроузле построили специальную струенаправляющую дамбу, позволившую создать суженное криволинейное подводящее русло. В конце дамбы на кривой вогнутой стороне сделали отверстие для забора воды в правобережный водоприемник. Благодаря принятым мерам на каналах быстро восстановили проектные уклоны 0,000083 вместо 0,00014 в заиленном русле.

В щитовой плотине 66 пролетов по 18 м в свету. Напор на пороге 5,7 м, общая длина плотины 1260 м, перед каналами имеется разделяющая стенка. Расчетный расход плотины $Q_{\text{расч}} = 36$ тыс. $\text{м}^3/\text{сек}$, наблюдаемый максимальный расход в этом створе $Q = 30$ тыс. $\text{м}^3/\text{сек}$. Водозабор производится в четыре канала на левом берегу и в три — на правом. Общий расход подаваемой в каналы воды $Q_p = 1022 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Третий пример последовательного двухстороннего водозабора — проектируемый в настоящее время институтом Средазгипроводхлопок Тахиаташский гидроузел в нижнем течении Аму-Дарьи¹. Это сооружение (рис. 5) предусматривает забор воды в левобережный канал им. Ленина ($Q = 455 \text{ м}^3/\text{сек}$), правобережный Кызкеткен ($Q = 400 \text{ м}^3/\text{сек}$) и через плотину ($Q = 8400 \text{ м}^3/\text{сек}$). Средне-многолетняя мутность в каналах $2,55 \text{ кг}/\text{м}^3$. Объемы твердого стока и очистки каналов показаны в табл. 1.

Зимой условия водозабора в каналы ухудшаются из-за шуголедовых заторов. В вегетационный период нет возможности поддерживать необходимый горизонт воды в створах водозаборных сооружений.

При принятой же схеме при любых расходах воды в реке сохраняются достаточные глубины для водозабора на оба берега и обеспечиваются условия для защиты сооружений от крупных наносов.

Исследования модели этого варианта гидроузла производились в Институте водных проблем и гидротехники АН УзССР в 1960 г.² под руководством Н. Н. Суровой.

¹ Имеется в виду один из вариантов проекта.

² Исследования других вариантов продолжаются. *Редколлегия.*

Схема последовательного двухстороннего водозабора на криволинейном участке реки у мыса Тахиаташ позволяет использовать возникшую здесь перед водоприемниками поперечную циркуляцию; интенсивность циркуляции потока обуславливается скоростью течения воды и кривизной русла.

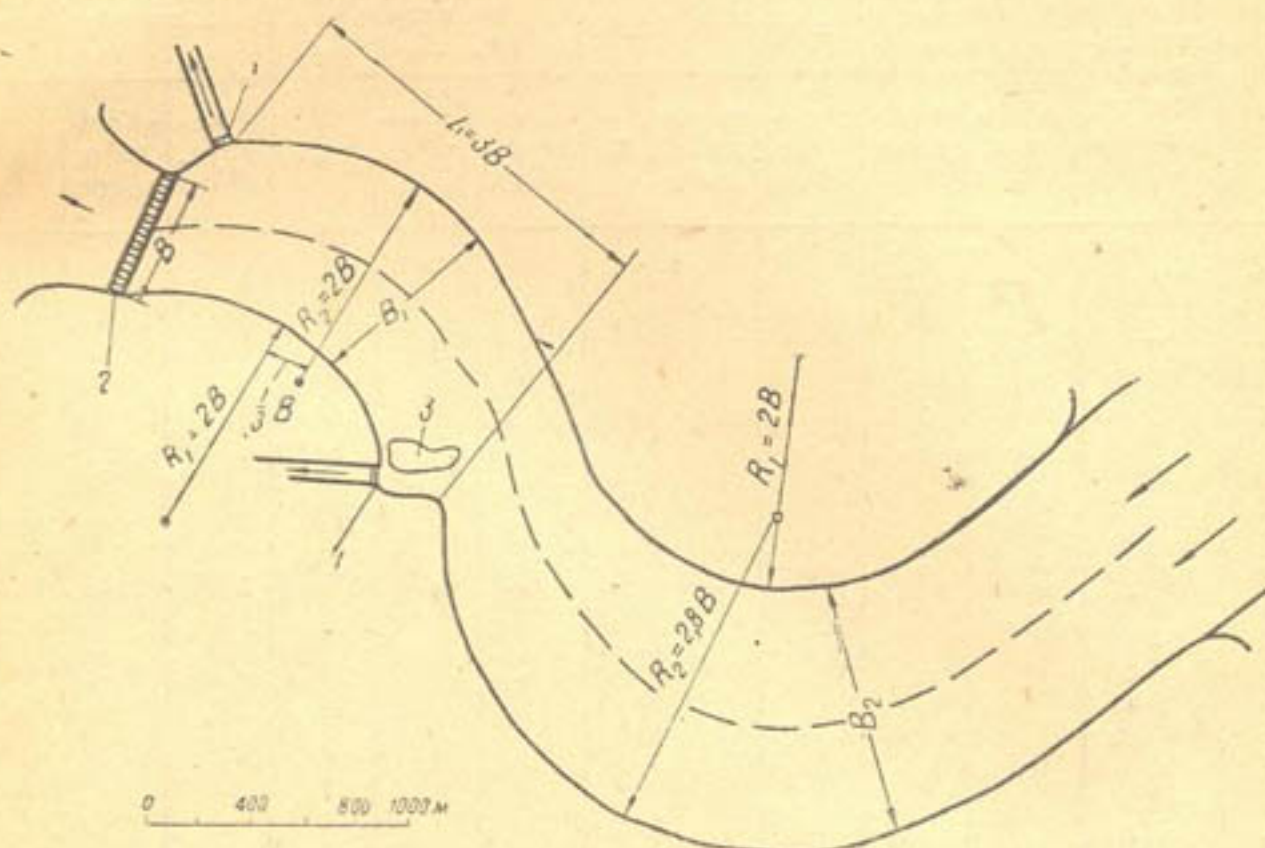


Рис. 5. Схема двухстороннего последовательного водозабора у мыса Тахиаташ:
1 — регулятор; 2 — плотина; 3 — мыс Тахиаташ.

Для создания необходимых горизонтов предусматривается щитовая плотина у нижнего водоприемника.

В результате проведенных исследований установлены:

1) оптимальное расположение регуляторов с использованием излучины реки для строительства щитовой плотины (рис. 5);

Таблица 1

Канал	Объем твердого стока поступающих в систему наносов, млн. м ³	Объем очистки		Объем очистки магистральной и внутрихозяйственной сети	
		млн. м ³	%	млн. м ³	%
Кызкеткен	5,43	4,55	83	3,07	81
Им. Ленина	3,11	2,29	79	1,62	71

2) величины размыва перед регуляторами;

3) характер протекания потока и движение донных наносов, а также их распределение по створам в связи с изменением положения струенаправляющей дамбы, принятого в проекте (табл. 2).

Для обеспечения поперечной регуляции форма сопрягающей части между каналами Кызкеткен и плотиной изменена по сравнению с предусмотренной проектом, установлена наименьшая длина струенаправляющей дамбы.

Деление расходов воды

Дата (1960 г.)	Продол- житель- ность опыта, час. мин.	Расход воды в каналах Кызкеткен и им. Ленина		Распределение расходов воды								
				в нижний бьеф			на канале им. Ленина			на канале Кыз- кеткен		
		в на- туре, м³/сек	на мо- дели, л/сек	в на- туре, м³/сек	на мо- дели, л/сек	%	в на- туре, м³/сек	на мо- дели, л/сек	%	в на- туре, м³/сек	на мо- дели, л/сек	%
Ок- тябрь												
12	7	3360	12,0	2505	9,6	80,0	455	1,28	10,70	400	1,12	9,30
13	6 30											
14	5											
15	5											
17	6											
18	6 15											
19	6 30											
20	5 45											
21	6 15											
22	4 15											
24	5 45											
25	5 45											
26	5 30											
27	4											
28	4											
29	2 10	4750	17,0	3895	14,60	86,0	455	1,28	7,5	400	1,12	6,5
31	3											
Но- ябрь												
1	5											
2	5											
3	5 30											
4	5											
9	5 30											
10	6											
11	6 45											
14	6 30											
15	6											
16	5	3360	12,0	2505	9,6	80,0	455	1,28	10,70	400	1,12	9,30
17	6 10											
18	6											

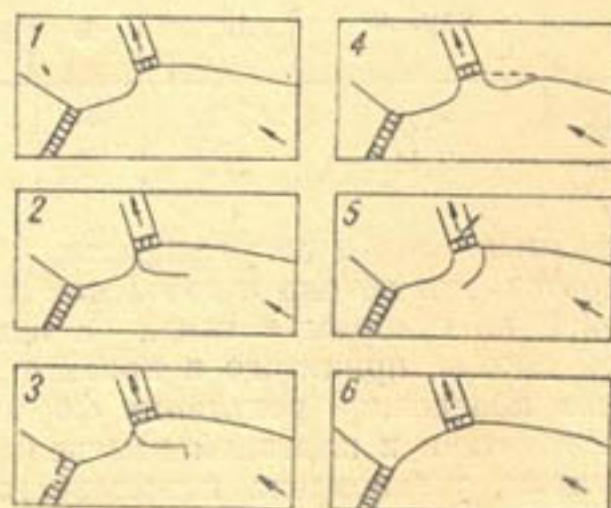


Рис. 6. Варианты компоновки входного участка водоприемника.

Таблица 2

и донных наносов по створам узла

Наносы, кг		Распределение наносов, %				Варианты компоновки входного участка (рис. 6)
пущено	уловлено	в реке	в нижний бьеф	на канале им. Ленина	на канале Кызкеткен	
340	177	52	87	3,55	8,45	1
316	332	102	92,3	0,44	7,6	
243	248,64	102	83,5	7,25	9,25	
243	232,32	95,5	94,0	0,90	5,1	2
316	114,80	36,2	94,5	0,80	4,68	3
304	328,0	108	96,4	0,603	3,06	
316	257,0	81,4	94,5	0,80	3,90	
280	244,43	87,2	94,4	0,60	5,00	4
304	290	95,4	96,6	0,66	2,58	5
207	202,71	98,1	96,6	0,30	3,50	
280	238,25	85,0	96,5	0,76	2,48	
282	308,28	108	98,5	0,70	0,81	
267	328,07	112,3	98,3	0,80	0,90	
195	209,52	107,0	98,7	0,51	0,70	
304	283,95	93,2	98,3	0,51		
216	391,55	112,4	99,0	0,545	0,88	1
403	191,35	47,5	97,4	0,94	0,371	
730	534	73,0	98,0	0,955	0,56	
730	544,25	74,5	98,0	0,92	1,05	
682	716,8	105	98,7	0,596	0,96	
365	60,91	116,7	99,2	0,47	0,596	6
66,9	31,7	15,7	83,8	6,2	0,36	
96,11	31,21	42,7	68,0	7,46	9,9	
82,1	60,32	73,6	95	1,80	31,6	
79,0	95,01	112	89,5	0,75	24,9	
72,9	72,11	99	84,2	1,00	9,77	
					14,9	
364	340,59	93,5	96,4	0,8	2,80	
328	411,16	112,5	98,4	0,870	0,73	
439	493,51	111,2	98,5	0,8	0,725	

Эти мероприятия значительно уменьшили попадание наносов в регуляторы, особенно в канал Кызкеткен (рис. 6).

Мы изучали также радиус изгиба русла перед водоприемниками для установления связи между формой изгиба потока и гидравлическими элементами русла (глубина потока, уклоны, расходы воды и скорость течения). В табл. 3 приведены эмпирические формулы этой связи, выведенные рядом авторов, и данные, полученные нами на модели. На криволинейных участках рек в зависимости от радиуса кривизны происходит перераспределение скоростей; появляются зоны повышенных скоростей, где размывается дно, и зоны пониженных скоростей, где отлагается материал, транспортируемый потоком.

Поперечное течение вызывает перемещение наносов в поперечном к основному потоку направлении, что имеет существенное значение для формирования русла [11]. Определенный, оптимальный радиус кривизны даст наибольшую устойчивость сооружения, а именно: обеспечение

подачи воды в каналы, уменьшение засорения их наносами, удлинение срока службы гидроузла при периодическом смыве отложений в верхнем бьефе, предохранение водозаборного узла от обхода рекой из-за размыва берегов выше плотины.

Таким образом, наиболее благоприятные результаты получаются при использовании схемы двухстороннего последовательного водозабора с зарегулированным руслом на подходе к водоприемникам.

Таблица 3

Радиусы изгиба русла для Тахнаташского гидроузла при различных расходах воды в реке*

Автор	Расчетная зависимость	Расчетное значение радиуса изгиба		
		$Q=1500$ м ³ /сек	$Q=6000$ м ³ /сек	$Q=8400$ м ³ /сек
А. Я. Милович	$r > 2,23 B$	1284	1900	1900
Риплей	$r = 40 \sqrt{v}$	1360	2100	2208
Н. В. Разин	$r = \frac{100 \sqrt{Q}}{v^2}$	2600	2600	2600
Н. И. Маккавеев	$r = \frac{0,004}{l} \sqrt{Q}$	1290	2580	3260
Линдбоэ	$R = \frac{k \sqrt{BH^2}}{v^{1,58}}$	49	39	41
С. Т. Алтуни	$r_1 > 7,5B; r_2 > 4B$	4300; 2300	6370; 3400	6370; 3400
Н. А. Ржаницы	$R = \sqrt{k_0} \frac{Q}{v_* \sqrt{v(\pi-\theta)}}$	1360	1360	1360
Ю. М. Нурмухамедов	$r_1 = 2B; r_2 = 2,8B$	1150; 1725	1700; 2550	1700; 2550

* Сведения заимствованы из работ С. Т. Алтунина [1] и Н. А. Ржаницына [10].

ЛИТЕРАТУРА

- Алтуни С. Т. Регулирование русел, М., Сельхозгиз, 1956.
- Артамонов К. Ф. Регулировочные сооружения и работы на реках в предгорных районах, Фрунзе, АН КиргССР, 1957.
- Данелия Н. Ф. Выбор места расположения водозабора на вогнутом участке реки, Тр. Груз.НИИГиМ, вып. 20, 1958.
- Дульнев В. Б. «Гидротехника и мелиорация», 1950, № 10.
- Замарин Е. А. Водозаборные сооружения, М., 1939.
- Кожевников М. П. О движении воды на повороте русла, «Известия ВНИИГ», т. 40, 1949.
- Мухамедов А. М. Компонировка узла для нижнего течения рек, Тр. Института сооружений, Ташкент, АН УзССР, вып. 8, 1956.
- Нурмухамедов Ю. М. Исследование двухстороннего последовательного водозабора, В сб.: «Вопросы энергетики, гидротехники и горного дела», АН УзССР, 1961.
- Пославский В. В. «Гидротехника и мелиорация», 1956, № 1.
- Ржаницы Н. А. Морфологические и гидрогеологические закономерности строения речной сети, Л., Гидрометеониздат, 1960.
- Розовский И. Л. Движение воды на повороте русла, Киев, АН УССР, 1957.
- Соколов Д. Я. «Вестник ирригации», 1930, № 3.
- Сурова Н. Н. Результаты исследований различных вариантов схем гидроузлов в низовьях рек, В сб.: «Вопросы гидротехники», вып. 1, АН УзССР, 1955.

Б. Е. МИЛЬКИС, М. С. СААТОВ

РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС КАТТАКУРГАНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

В 1957—1959 гг. отдел гидрологии Института водных проблем и гидротехники АН УзССР проводил актинометрические наблюдения в районе Каттакурганского водохранилища, целью которых было получение количественных данных по приходу тепла на водную поверхность водохранилища.

Такие данные необходимы как при расчетах температуры воды водоемов, так и при расчетах испарения методом теплового баланса. Кроме того, вопрос о величине радиационного баланса водоема имеет и самостоятельное значение, поскольку для условий Средней Азии он почти не изучен.

Как известно, уравнение радиационного баланса записывается в виде

$$B = S' + D + E_a - R_k - R_d - E_s = B_k + B_d, \quad (1)$$

где B — радиационный баланс деятельной поверхности;
 S' — прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность;
 D — рассеянная радиация;
 E_a — излучение атмосферы;
 R_k — отраженная коротковолновая радиация;
 R_d — отраженная длинноволновая радиация;
 E_s — излучение деятельной поверхности;
 B_k — баланс коротковолновой радиации;
 B_d — баланс длинноволновой радиации.

Причем

$$B_k = S' + D - R_k = (S' + D)(1 - A_k); \quad (2)$$

здесь A_k — альбе́до деятельной поверхности для коротких волн;

$$A_k = \frac{R_k}{S' + D}; \quad (3)$$

$$B_d = E_s - E_a - R_d. \quad (4)$$

В период работы экспедиции поток прямой солнечной радиации S измеряли термоэлектрическим актинометром Савинова — Янишевского, подключенным к гальванометру ГСА-1. К этому же гальванометру через переключатель был присоединен пиранометр Янишевского, являющийся в настоящее время основным прибором для измерения потоков рассеянной D и суммарной $S' + D$ радиации. Оба прибора установили

на открытой площадке на южном берегу водохранилища (высота 0,5 м над поверхностью почвы). Измерения продолжали с восхода и до захода солнца, причем утром и вечером отчеты делались каждые полчаса, днем — через каждый час.

Отраженную коротковолновую радиацию измеряли альбедометром походным системы Янишевского, а радиационный баланс — термоэлектрическим балансомером, разработанным Б. А. Айзенштатом (по типу балансомера Лютерштейна — Скворцова [2]). Оба прибора находились на плоту в открытой части водохранилища. Специальной стрелой можно было выносить приборы за пределы плота. Наблюдения по альбедометру заканчивались с заходом солнца, а по балансомеру продолжались круглые сутки. Эффективную радиацию из-за отсутствия прибора не измеряли.

Осредненные результаты наблюдений ($\text{кал/см}^2 \cdot \text{мин}$) радиационного баланса, суммарной, рассеянной и отраженной радиации для ясных дней июля представлены ниже.

Час	$S' + D$	D	B	R
5	0,03	0,02	-0,08	0,01
7	0,52	0,11	0,34	0,07
9	1,04	0,15	0,83	0,07
11	1,33	0,16	1,13	0,08
12	1,38	0,17	1,16	0,09
13	1,33	0,16	1,12	0,10
15	1,04	0,16	0,80	0,10
17	0,52	0,12	0,33	0,10
19	0,04	0,02	-0,06	0,02
21	—	—	-0,10	—
23	—	—	-0,10	—
1	—	—	-0,10	—
3	—	—	-0,10	—
5	—	—	-0,08	—

По этим данным построили графики среднего суточного хода элементов, на которых полуденные значения суммарной радиации достигают $1,38 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$, значения радиационного баланса — $1,16 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ (рис. 1).

Рассеянная радиация в течение дня (7—17 час.) меняется незначительно — от 0,11 до $0,17 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$. Дневной ход рассеянной радиации аналогичен ходу суммарной радиации, однако для отраженной радиации отмечена небольшая асимметрия: послеполуденные значения радиации больше соответствующих дополуденных.

Сопоставление радиационного баланса поверхности суши с радиационным балансом воды показывает, что последний в течение дня больше. Так, полуденные значения радиационного баланса поверхности суши в районе водохранилища достигают только $0,95 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$.

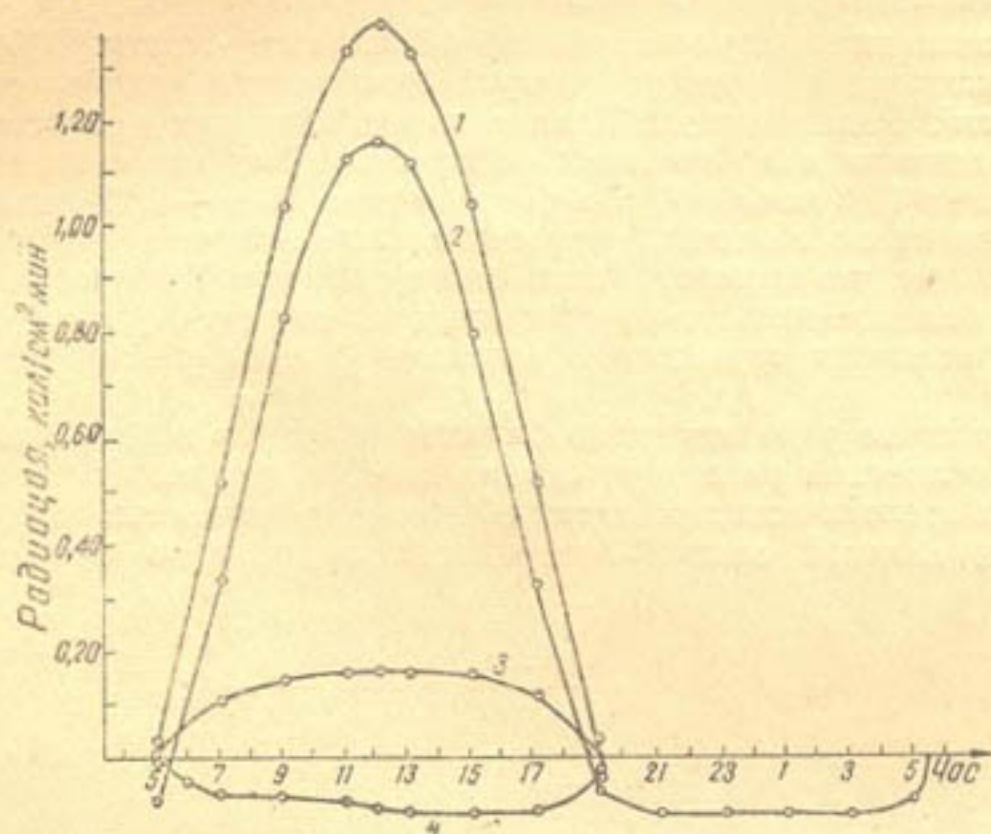
Суточные суммы тепла по отдельным составляющим радиационного баланса (кал/см^2), вычисленные графически по осредненным данным за ясные дни июля, приведены ниже.

$S' + D$	D	R	B
709	108	61	493

В пересчете на месяц имеем следующие суммы радиации: по суммарной 22,0, рассеянной 3,3, отраженной 1,9 и по радиационному балансу $15,3 \text{ ккал/см}^2$.

Отдача тепла излучением с водной поверхности в течение ночи составила 59 кал/см^2 .

Интересно сопоставить полученные величины со значением радиационного баланса и его составляющих, рассчитанных по данным метеорологических наблюдений. В этих расчетах использовали методику, предложенную М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд и Л. И. Зубенок [1].



Суточный ход составляющих радиационного баланса:
1 — суммарная радиация; 2 — радиационный баланс; 3 — рассеянная радиация; 4 — отраженная радиация.

Суммарную радиацию рассчитали по формуле Савинова — Огстрема:

$$(S' + D)_n = (S' + D)_0 [1 - (1 - k)n]; \quad (5)$$

здесь $(S' + D)_n$ — суммарная радиация при действительных условиях облачности;

$(S' + D)_0$ — суммарная радиация при безоблачном небе;

n — средняя облачность в долях единицы;

k — коэффициент, показывающий, какая доля солнечной радиации достигает земной поверхности при полной облачности.

В июле средняя месячная величина возможной радиации $(S' + D)_0$ для широты Каттакургана равна $23,2 \text{ ккал/см}^2$.

При коэффициенте $k = 0,33$ и $n = 0,15$ суммарная радиация по формуле (5) — $20,9 \text{ ккал/см}^2$.

Поглощенную радиацию рассчитали по формуле (2), при этом альбедо приняли равным $0,06$. В таких условиях поглощенная радиация составляет $19,6 \text{ ккал/см}^2$, а отраженная — $20,9 - 19,6 = 1,3 \text{ ккал/см}^2$.

Величину эффективного излучения установили по формуле М. Е. Берлянда:

$$I = I_0 (1 - cn^2) + 4S\sigma\theta^3 (\theta_w - \theta), \quad (6)$$

где I_0 — эффективное излучение при безоблачном небе;

c — коэффициент, характеризующий влияние облачности на эффективное излучение;

S — коэффициент, характеризующий отличие излучения естественных поверхностей от излучения черного тела;

σ — постоянная Стефана — Больцмана;

θ — температура воздуха;

θ_w — температура деятельной поверхности.

Эта величина оказалась равной $4,3 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{месяц}$.

Эффективное излучение при безоблачном небе составляет $5,6 \text{ ккал/см}^2$. Радиационный баланс вычислили как разность поглощенной радиации и эффективного излучения. Для июля радиационный баланс равен $15,3 \text{ ккал/см}^2$, при безоблачном небе — $16,2 \text{ ккал/см}^2$.

Сравнивая наблюдаемые и рассчитанные величины возможной радиации, видим, что измеренные значения суммарной радиации и радиационного баланса меньше рассчитанных по методу [1] на 5—10%; измеренная величина отраженной радиации больше рассчитанной почти на 25%.

При расчете радиационного баланса водоемов возникает вопрос о величине солнечной радиации, отраженной от поверхности воды.

В климатологических расчетах обычно пользуются альбедо, полученными для гладкой водной поверхности с помощью формулы Френеля [3]:

$$A = \frac{1}{2} \left[\frac{\sin^2(i-r)}{\sin^2(i+r)} + \frac{\text{tg}^2(i-r)}{\text{tg}^2(i+r)} \right]; \quad (7)$$

здесь i — угол падения радиации;

r — угол преломления.

Углы падения и преломления, входящие в формулу (5), связаны между собой известным законом синусов:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = n, \quad (8)$$

где n — показатель преломления среды (для воды $n = 1,33$).

Результаты расчетов альбедо водной поверхности по формуле (7) приведены ниже.

Угол падения, градусы	Альбедо, %	Угол падения, градусы	Альбедо, %
0	2,1	46	3,0
3	2,1	49	3,4
6	2,1	60	6,2
9	2,1	63	7,5
20	2,1	66	9,6
23	2,1	69	12,4
26	2,2	80	35,0
29	2,2	83	47,6
40	2,5	86	65,0
43	2,7	89	89,6

В реальных условиях зеркально-гладкая поверхность воды бывает очень редко; большей частью на ней наблюдается волнение. Расчеты Н. Е. Тер-Маркарянца [4], выполненные им для условий моря, показывают, что при волнах величина альбедо моря может значительно измениться: при увеличении волнения радиация, отраженная от воды, уменьшается при низком солнце ($h_{\odot} = 10^\circ$) и увеличивается с ростом высоты солнца.

Наши наблюдения дают несколько иную картину (таблица).

В качестве параметра волнения мы использовали скорость ветра.

Из таблицы видно, что при малых высотах солнца волнение, как и в теоретических расчетах, уменьшает альbedo водной поверхности. При $h_{\odot} = 10^{\circ}$ альbedo водной поверхности при скорости ветра 7 м/сек составляет 18% по сравнению с 45% во время штиля. Если высоты солнца равны 30 и 50°, альbedo водной поверхности несколько увеличивается при скорости ветра порядка 2 м/сек. По-видимому, в таком случае в водоеме создаются оптимальные условия для отражения радиации водной поверхностью. При $h_{\odot} = 70^{\circ}$ разница в альbedo очень мала, однако тенденция к уменьшению альbedo с волнением все же имеется.

Альbedo водной поверхности для суммарной радиации при волнении

Скорость ветра, м/сек	Высота солнца ($h_{\odot}^{\circ}$)			
	10	30	50	70
7	0,18	0,09	0,05	0,05
6	0,22	0,12	0,06	0,05
5	0,26	0,14	0,07	0,06
4	0,30	0,16	0,08	0,06
3	0,34	0,18	0,09	0,06
2	0,38	0,19	0,10	0,07
1	0,42	0,14	0,08	0,08
0	0,45	0,10	0,06	0,08

Сопоставление результатов показывает, что вычисленные значения альbedo оказываются систематически заниженными по сравнению с наблюдаемыми. Подобного рода расхождение объясняется значительной изменчивостью альbedo водных поверхностей для рассеянной радиации.

Альbedo водной поверхности зависит от высоты солнца. Так, во время штиля альbedo водной поверхности при малых высотах солнца составляет 45% по сравнению с 8% при $h_{\odot} = 70^{\circ}$.

Интересно сопоставить величину альbedo, полученную в центре водохранилища со значением в прибрежном районе водоема и на почве (на двух участках с влажностью 60 и 4%).

Все значения даны для истинного полудня. Как видим, альbedo, измеренные в открытой части водохранилища (8,0%) и у берега (14,7%), отличаются друг от друга, так как у берега на отражательную способность воды, по-видимому, влияет дно и большая мутность. Альbedo грунта, обильно насыщенного влагой (17,6%), почти вдвое меньше альbedo сухого участка (33,0%) и приближается к альbedo воды в прибрежном районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса, Тр. ГГО, вып. 48(110), Л., 1954.
2. Лютерштейн И. Г. и Скворцов А. А. Актинометр для измерения и записи баланса радиации, Геофизика, т. III, вып. 2, 1933.
3. Сивков С. И. «Метеорология и гидрология», 1951, № 3.
4. Тер-Маркрянц Н. Е. Об отражении радиации морем при наличии волнения, Тр. ГГО, вып. 68, Л., 1957.

Б. Е. МИЛЬКИС, Л. П. МОГИЛЬНИКОВ

ВЕЛИЧИНА ИСПАРЕНИЯ С ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТА, ОБНАЖЕННОЙ В ПЕРИОД СРАБОТКИ ВОДОХРАНИЛИЩА

Для изучения и уточнения расчета испарения с водной поверхности в условиях Средней Азии отдел гидрологии Института водных проблем и гидротехники АН УзССР организовал в 1957—1959 гг. специальные исследования на Каттакурганском водохранилище, расположенном в 6 км от Каттакургана [4].

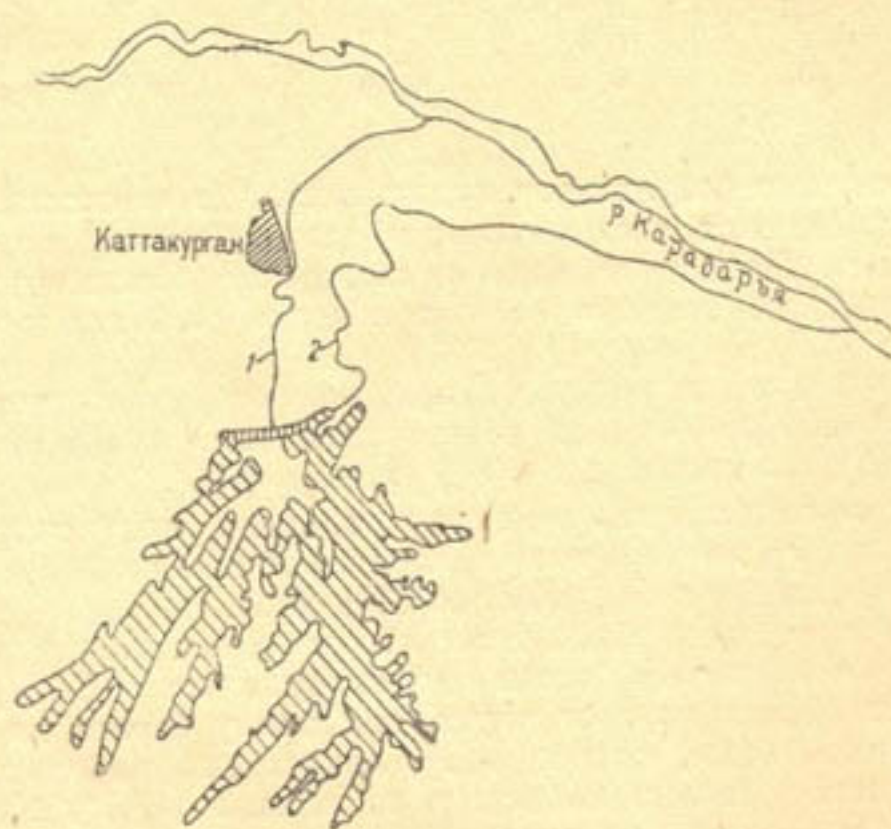


Рис. 1. Схематический план Каттакурганского водохранилища с указанием пределов изменения площади зеркала при сработке:

1 — отводящий канал; 2 — подводящий канал.

Земляная водоудерживающая плотина находится в северной части водохранилища. Южный и юго-западный берега его сильно изрезаны многочисленными заливами. Водохранилище наполняется осенью и зимой. Весной и летом, когда для орошения нижней части Зеравшанской долины в реке не хватает воды, ее берут из водохранилища.

В результате сработки Каттакурганского водохранилища обычно в мае-сентябре из-под воды освобождается обширная площадь (рис. 1).

Так, в 1959 г. она составила $54,7 \text{ км}^2$ при начальной площади зеркала $61,5 \text{ км}^2$.

Величину испарения с обнаженной поверхности измеряли, чтобы выявить ее долю в водном балансе. До сих пор эта величина не учитывалась, хотя заслуживает большого внимания.

Для определения величины испарившейся влаги с поверхности грунта мы использовали испарители малой модели с площадью $78,5 \text{ см}^2$. Малый почвенный испаритель [6] представляет собой цилиндрический сосуд со съемными крышками, который вставляется во второй сосуд со сплошным дном. Диаметр и высота первого сосуда 10 см. Наружный сосуд закапывали по края в почву на весь период наблюдений. Внутренний сосуд с монолитом периодически взвешивали.

Испарители устанавливали в двух повторностях на склонах северо-западной и юго-западной ориентации. Днем через каждые два часа в испарители помещали свежие монолиты. В ночные часы монолиты в испарителях не заменяли. Одновременно для сопоставления выставляли испарители, монолиты в которых находились в течение суток. Новые створы открывали с освобождением склонов из-под воды. Наряду с измерением испарения с поверхности почвы определяли температуру и влажность воздуха, температуру почвы на поверхности и на глубинах 5, 10, 15 и 20 см, влажность почвы до глубины 100 см, суммарную и рассеянную радиацию, альбедо подстилающей поверхности и радиационный баланс.

Для расчета количества испарившейся влаги со всей поверхности обнаженной почвы данные измерений испарения на всех створах были сведены в табл. 1 таким образом, чтобы можно было проследить за изменением испарения с поверхности каждого исследуемого участка в зависимости от времени освобождения его из-под воды. Дата измерения испарения показана в скобках. В таблице отмечены только начало и конец месяца и отдельные декады. По данным таблицы построили графики зависимости суточной величины испарения с поверхности почвы от времени освобождения почвы из-под воды (рис. 2). При этом выборку по месяцам провели так, чтобы точки, характеризующие испарение с участков в одном месяце, находились на одном графике.

Для примера рассмотрим 23-й день освобождения участков из-под воды (табл. 1). Суточные величины испарения 5,2 и 5,8 мм на первом и втором створах (по измерениям 1. VI и 12. VI) мы отнесли к рис. 2а, суточную величину испарения 7,5 мм на третьем створе (16. VII) — к рис. 2б, следующие пять величин 6,4; 5,8; 8,3; 9,3; 7,0 мм — к рис. 2в и последние две — 7,5 и 7,7 мм (1. IX и 6. IX) — к рис. 2г.

На графиках зависимости суточной величины испарения от времени освобождения поверхности почвы из-под воды (рис. 2) можно выделить три участка. Для первого участка характерен большой разброс точек, что говорит об отсутствии здесь зависимости испарения от дня освобождения, второй — резким падением величины испарения в зависимости от дня освобождения, третий — плавным уменьшением величины испарения. Такой характер связи показывает, что в процессе просыхания обнаженной почвы можно выделить три стадии.

На первой стадии вся поверхность почвы увлажнена водой; испарение зависит непосредственно от метеорологических условий. В нашем случае эта стадия продолжается от 11 до 18 дней; на рисунках она соответствует первому участку. Так как на испарение с водной поверхности влияют метеорологические условия, между величинами испарения с поверхности почвы и водной поверхности наблюдается хорошая связь (рис. 3).

Суточная величина испарения (мм) с поверхности почвы

День ос- вобожде- ния	Створы					
	I	II	III	IV	V	VI
1	—	—	11,6(24.VI)	9,6(10.VII)	10,2(20.VII)	11,9(31.VII)
2	—	—	10,9	11,1	11,8	7,9(1.VIII)
3	—	—	12,4	11,6	14,9	13,4
4	—	—	10,8	12,7	13,6	8,0
5	—	—	11,6	13,5	13,3	6,7
6	—	—	9,4	11,3	11,0	7,6
7	—	—	11,5(30.VI)	—	13,6	12,3
8	—	—	—	13,2	10,5	17,6
9	—	—	9,6(2.VII)	12,9	7,1	13,8
10	—	—	6,7	11,3	8,1	10,7
11	—	—	7,1	9,9(20.VII)	11,8	15,6(10.VIII)
12	—	—	6,9	8,5	8,1(31.VII)	11,4
13	—	—	8,0	9,3	10,3(1.VIII)	10,1
14	—	5,8(3.VI)	9,1	10,6	10,6	11,1
15	—	5,9	7,0	9,0	8,3	13,8
16	—	6,9	7,4	8,5	7,6	11,1
17	—	6,8	7,2(10.VII)	8,2	9,6	8,1
18	—	—	7,1	6,9	6,9	5,9
19	—	6,9	6,6	6,8	9,4	8,8
20	—	7,1	7,4	6,4	7,9	8,3
21	—	6,4(10.VI)	8,0	7,8	8,5	7,9(20.VIII)
22	—	6,7	7,3	4,5(31.VII)	10,1(10.VIII)	6,8
23	5,2(1.VI)	5,8	7,5	6,4(1.VIII)	5,8	8,3
24	5,2	6,4	7,8	5,7	5,8	9,6
25	5,8	5,8	6,8	4,4	5,5	6,9
26	4,8	6,0	6,5(20.VII)	3,9	4,6	9,0
27	5,3	7,0	6,1	5,1	3,9	9,0
28	6,2	7,0	5,7	5,4	5,2	7,4
29	7,7	6,0	6,1	4,9	5,5	6,8
30	7,9	6,9	5,8	4,3	4,0	5,6
31	7,6	5,8(20.VI)	4,9	3,5	3,0	6,6
32	6,9(10.VI)	5,3	6,1	3,4(10.VIII)	4,2(20.VIII)	6,1(31.VIII)
33	6,5	6,4	4,6	2,4	2,6	5,2(1.IX)
34	6,2	7,3	4,4	3,7	3,8	6,2
35	6,0	—	3,0	3,2	4,2	6,1
36	5,5	—	4,2	3,0	4,4	4,6
37	6,1	—	5,0	1,9	3,0	4,0
38	6,5	8,4(27.VI)	3,4(31.VII)	3,7	3,2	3,3
39	6,3	—	4,2(1.VIII)	2,2	2,9	4,8
40	6,7	—	3,5	2,9	—	4,7
41	6,6	—	2,7	4,3	—	4,7
42	6,2(20.VI)	—	2,7	4,8(20.VIII)	—	6,2(10.IX)
43	5,0	—	3,1	—	4,2(31.VIII)	—
44	5,4	4,8(3.VII)	3,2	—	3,2(1.IX)	—
45	7,1	—	2,6	—	2,3	—
46	8,0	4,8	2,3	—	—	—
47	8,2	2,7(6.VII)	2,4	—	—	—
48	8,2	—	2,2(10.VIII)	—	—	—
49	8,1	—	1,8	—	—	—
50	6,1	—	2,5	—	—	—
51	6,6	—	2,2	—	—	—
52	6,0(30.VI)	—	2,1	—	—	—
53	—	—	1,5	2,3(31.VIII)	—	—
54	3,7(2.VII)	—	2,5	—	—	—
55	3,4	—	1,6	—	—	—
56	2,8	—	2,0	—	—	—
57	2,3	—	2,8	—	—	—
58	—	—	3,1(20.VIII)	—	—	—

в зависимости от времени освобождения ее из-под воды

[illegible]

День освобождения	Створы					
	I	II	III	IV	V	VI
59	4,6	—	—	—	—	—
60	4,0	—	—	—	—	—
61	3,0	—	—	—	—	—
63	2,3(II.VII)	—	—	—	—	—
68	—	—	—	—	—	—
69	—	—	1,8(31.VIII)	—	—	—
75	—	—	—	—	—	2,6(13.X)
83	1,6(31.VII)	—	—	—	—	—
84	1,6(1.VIII)	—	—	—	—	—
85	1,7	—	—	—	—	—
86	—	—	—	—	1,7(13.X)	—
96	—	—	—	1,2(13.X)	—	—
114	1,3(31.VIII)	—	—	—	—	—

На второй стадии на поверхности высыхающей почвы появляются подсохшие участки, количество и размер которых все время увеличиваются. Испарение в этих условиях непрерывно замедляется, и его зависимость от метеорологических условий ослабляется. В нашем случае вторая стадия продолжается от 12—19 до 32—44 дней. На рисунках она соответствует второму участку; на третьей стадии вся поверхность почвы покрыта подсохшей корочкой. Испарение в таком случае сильно замедляется и почти не зависит от метеорологических условий. Эта стадия была прослежена до 115-го дня.

Недостаточное количество данных наблюдений в июне не позволило нам выделить на рис. 2а три участка, однако описанная выше схема, по-видимому, применима и для этого месяца.

С помощью графиков мы определили величины испарения с поверхности почвы на каждый день освобождения ее из-под воды.

Одновременно для каждого дня были подсчитаны площади обнаженных участков. Суммарные величины испарения с каждого участка за сезон приведены в табл. 2. Участки, освобожденные из-под воды на период с 23 по 30 мая, были впоследствии частично покрыты водой, поэтому в таблице на каждую указанную дату записано две площади и даны отдельно величины испарения.

Если сопоставить величины испарения с участков, освобожденных из-под воды в первых числах июня, июля, августа и сентября (табл. 3), то прежде всего можно отметить быстрое убывание величины испарения с поверхности обнаженной почвы в течение сезона. Например, если в июне участок испарял 209,0 мм влаги, то в сентябре — всего 49,6 мм.

В момент освобождения участков из-под воды они могут испарять и несколько больше, чем водная поверхность.

Суммарные величины испарения (тыс. м³) со всей обнаженной площади, подсчитанные для мая — октября, приведены ниже.

Почва	V	277	Вода	$\sum_{V-X}$	28217
	VI	861			
	VII	8757		$\sum_{I-XII}$	41076
	VIII	7687			
	IX	6016			
	X	2989			
	$\sum_{V-X}$	21587			

Створы					
VII	VIII	IX	X	XI	XII
—	—	—	—	—	—
—	—	—	2,9(13.X)	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	2,8(13.X)	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—

Из полученных данных видно, что величина испарения с поверхности почвы, обнаженной в период сработки водохранилища, составляет примерно половину той влаги, которую теряет водоем с водной поверхности в течение года.

Какова же точность определения испарения с помощью малых почвенных испарителей?

Сопоставление малых почвенных испарителей с испарителями ГГИ-500 при исследованиях на Валдае (1949) и в Каменной степи (1950 г.) показало [5], что величина испарения по малым почвенным испарителям получается несколько завышенной. Однако по данным А. С. Конторщикова, результаты измерения не зависят от частоты смен монолитов в пределах 2—24 час. [7].

Наши данные показывают, что суточная величина испарения по испарителю, где образец не менялся в течение суток, примерно на 18% больше суточной величины испарения по испарителю, в котором каждые два часа устанавливаются свежие монолиты.

Смена монолита один раз в сутки	Смена монолита каждые два часа	Превышение	
		мм	%
16,6	14	2,6	18,6
14,2	12	2,2	18,3
11,9	10	1,9	19,0
9,5	8	1,5	18,7
7,0	6	1,0	16,7
4,7	4	0,7	17,5

Для установления точности измерения по малым испарителям на двух участках определялось испарение методом теплового баланса. Величину испарения (мм/час) рассчитали по формуле

$$E = \frac{(B - P) \Delta e}{\Delta e + 0,64 \Delta t}, \quad (1)$$

где E — испарение, мм/час;

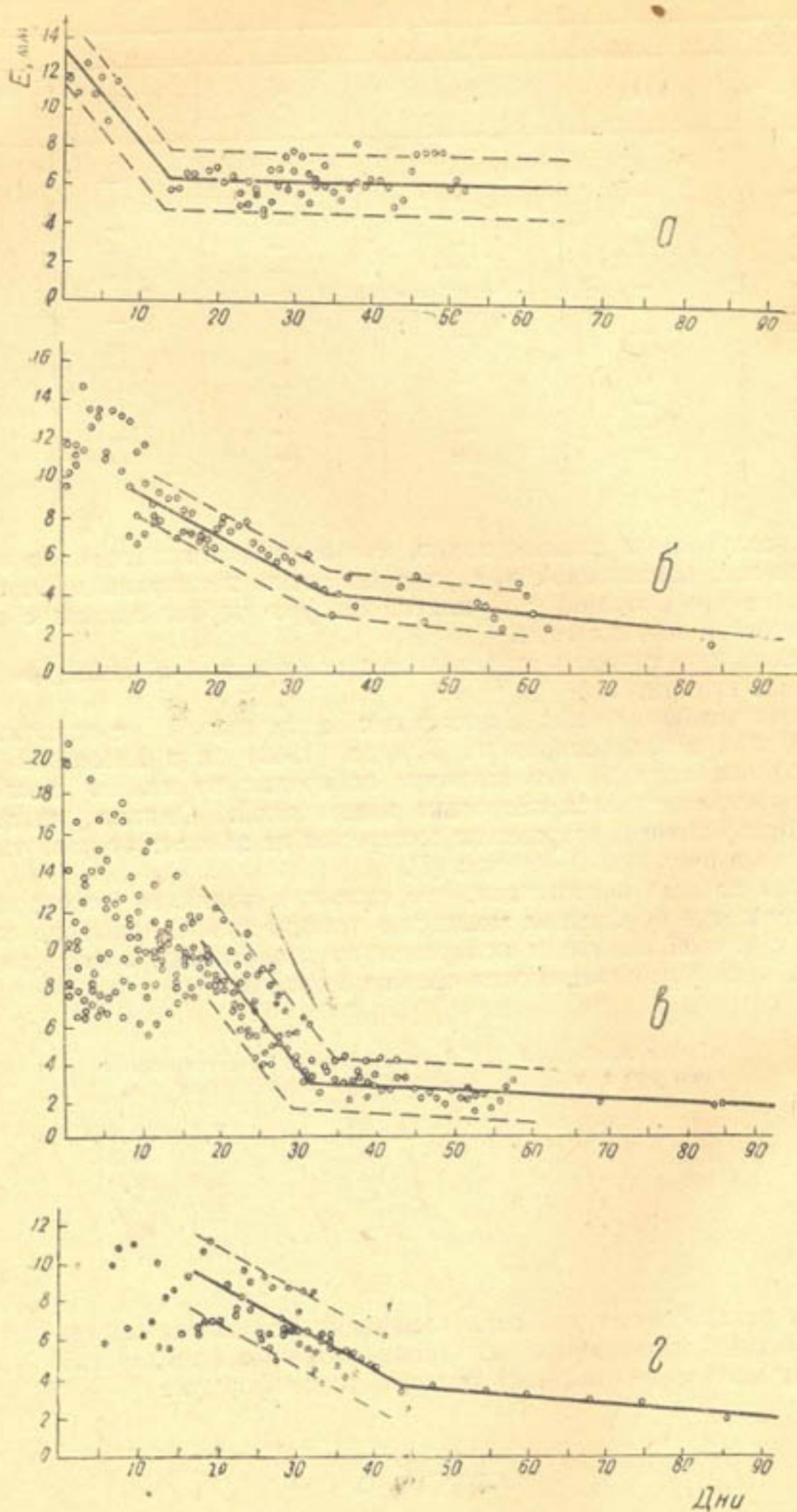


Рис. 2. Зависимость испарения с поверхности почвы от времени освобождения ее из-под воды:
 а — июнь, б — июль, в — август, г — сентябрь и октябрь.

B — радиационный баланс, $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин}$;

P — интенсивность тепловых потоков в почве;

$\Delta e, \Delta t$ — разность влажности и разность температур на высоте 0,5 и 2,0 м.

Радиационный баланс измерили термоэлектрическим балансометром системы Б. А. Айзенштата. Одновременно определили суммарную и рассеянную радиацию и альбедо изучаемой поверхности.

Величины тепловых потоков в почве ($\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{мин}$) рассчитывали по измерениям температуры в слое до 20 см методом, предложенным Г. Х. Цейтиным [8]:

$$P = \frac{c}{\tau} \left(S_1 - \frac{a}{10} S_2 \right); \quad (2)$$

здесь c — объемная теплоемкость почвы, $\text{кал}/\text{см}^3 \cdot \text{град}$;

τ — промежуток времени (в мин.), за которое вычисляется среднее значение потока тепла в почве;

S_1 — величина, характеризующая распределение температуры почвы по глубине за определенный промежуток времени;

S_2 — величина, характеризующая изменение температуры во времени на глубине 10 и 20 см;

a — коэффициент температуропроводности, $\text{см}^2/\text{час}$.

Ниже приведены исходные данные для расчета и результаты вычисления величин испарения по формуле для четырех ясных дней августа (в числителе — данные для 7 часов, в знаменателе — для 13).

9.VIII	13.VIII	15.VIII	18.VIII
$\frac{0,26}{1,00}$	$\frac{0,22}{0,91}$	$\frac{0,25}{1,03}$	$\frac{0,20}{0,91}$
$\frac{0,08}{0,09}$	$\frac{0,07}{0,07}$	$\frac{0,03}{0,05}$	$\frac{0,09}{0,08}$
$\frac{0,18}{0,91}$	$\frac{0,15}{0,84}$	$\frac{0,22}{0,98}$	$\frac{0,11}{0,83}$
$\frac{0,50}{0,76}$	$\frac{0,22}{0,66}$	$\frac{0,34}{1,76}$	$\frac{0,013}{0,070}$
$\frac{1,93}{0,84}$	$\frac{1,17}{0,66}$	$\frac{1,10}{1,53}$	$\frac{0,12}{0,76}$
$\frac{0,26}{0,91}$	$\frac{0,19}{1,00}$	$\frac{0,31}{1,15}$	$\frac{0,11}{0,92}$

По скорости испарения в 7 и 13 час. определили количество испарившейся влаги за 6 час., которое затем сопоставили с суммарной ве-

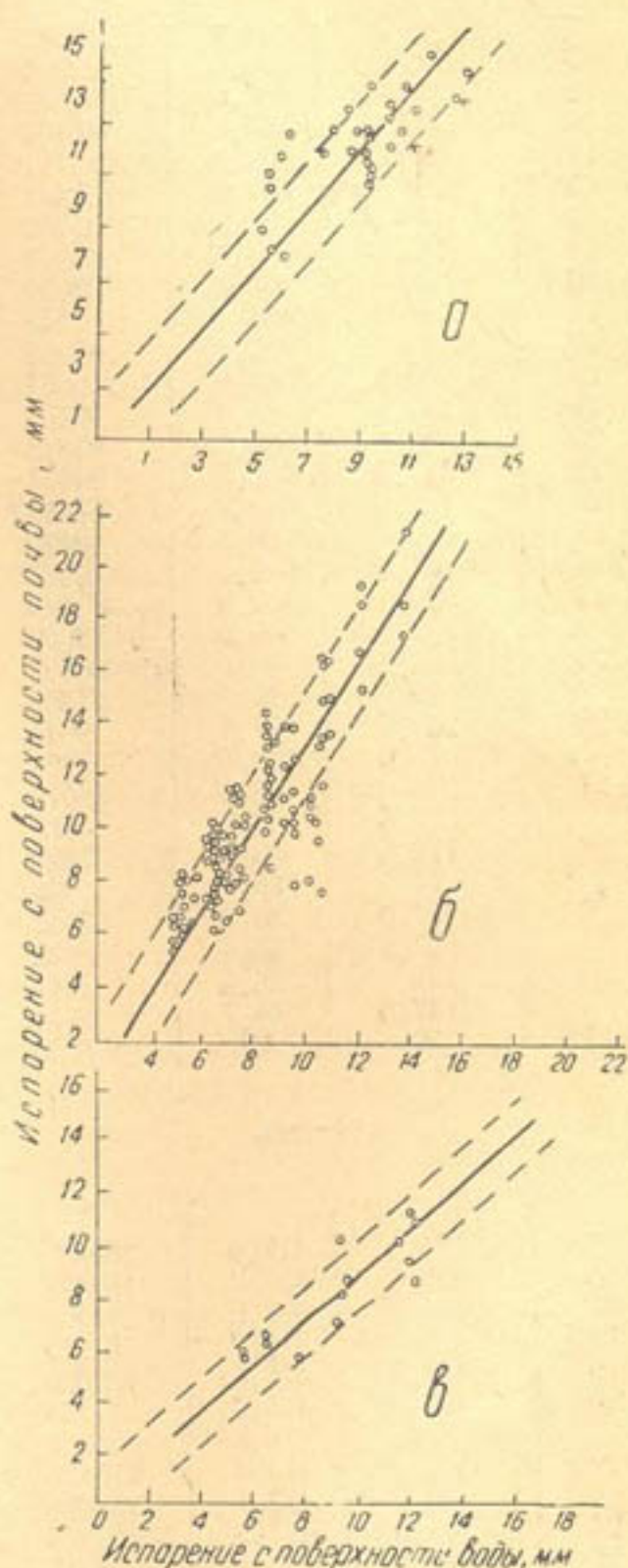


Рис. 3. Связь величин испарения с поверхности почвы и с водной поверхностью:

а — июль, б — август, в — сентябрь.

Таблица 2

Суммарная величина испарения с каждого обнаженного участка за период с мая по октябрь

Дата ос- вобожде- ния	Площадь ос- вобождения, тыс. м ²	Величина испарения		Дата ос- во- бож- дения	Площадь ос- вобождения, тыс. м ²	Величина испарения	
		мм	м ³			мм	м ³
М а й				И ю л ь			
7	29	454,7	13186	1	275	457,5	125812
8	219	456,6	99995	2	125	455,2	56900
9	215	458,6	98599	3	35	453,3	15865
10	187,5	460,8	86400	4	110	451,7	49687
11	148	464,2	68701	5	125	450,4	5630
12	114,5	467,0	53471	7	300	449,0	134700
13	75	470,7	35302	8	777,5	448,7	348864
14	141	474,6	66918	9	250	448,8	112200
15	69	478,3	33002	10	127,5	449,1	57260
16	140	483,2	67648	11	712,5	449,9	320553
17	140	487,2	68208	12	702,5	451,0	316827
18	242,5	491,0	119067	13	922,5	452,5	417431
19	162,5	495,4	80502	14	900	454,2	408780
20	187,5	500,5	93843	15	812,5	455,1	369768
21	187,5	506,3	94931	16	600	451,8	271080
22	112,5	513,2	57735	17	860	452,0	388720
23	150	120,8	18120	18	940	453,9	426666
	37,5	512,2	19545	19	762,5	459,1	360063
24	300	102,6	30780	20	830	462,4	383792
	112,5	160,0	18000	21	715	464,1	332831
25	325	90,5	20362	22	683,5	465,3	318032
	150	141,7	21255	23	759	474,9	360449
26	252,5	77,8	19644	24	837,5	476,5	399068
	75,0	122,6	9195	25	1037,5	480,5	498518
27	225	65,2	14670	26	775	486,5	377037
	37,5	103,6	3885	27	779,5	492,2	393513
28	112,5	63,1	7098	28	977,5	491,2	480148
	11	85,1	936	29	697,5	491,7	342960
29	187,5	39,8	7462	30	452,5	488,2	220910
	37,5	65,4	2452	31	712,5	488,6	348127
30	125	25,5	3187				
	137,5	44,7	6146				
31	50	27	1350				
И ю н ь				А в г у с т			
				1	780	482,6	376428
				2	647,5	483,7	313195
				3	1035	484,6	501561
				4	641,5	484,9	311063
				5	858,5	485,2	416544
				6	925	484,9	448532
15	75	477,9	35842	7	837,5	484,3	405601
16	225	477,4	107415	8	715	483,4	345631
17	450	477,2	214740	9	830	482,0	400060
18	525	477,2	250530	10	942,5	480,5	452871
19	462,5	476,8	220520	11	862,5	478,4	412620
20	487,5	476,2	232147	12	880	476,0	418880
21	682,5	476,8	325416	13	892,5	471,0	420367
22	585	473,3	276880	14	835,0	465,6	388776
23	500,5	472,1	236286	15	717,5	458,5	328973
24	769,5	471,9	362973	16	1052,5	455,0	478887
25	526,5	473,4	249245	17	750	445,9	334425
26	723,5	467,4	338163	18	850	442,4	376040
27	450	464,0	208800	19	1075	430,8	463110
28	450	457,8	206010	20	925	417,5	386187
29	487,5	456,5	222543	21	1291,5	406,9	525511
30	412,5	457,3	188636	22	1383,5	399,3	552431

Дата освобождения	Площадь освобождения, тыс. м ²	Величина испарения		Дата освобождения	Площадь освобождения, тыс. м ²	Величина испарения	
		мм	м ³			мм	м ³
Август				Сентябрь			
23	975	384,7	375082	1	50	300,3	15015
24	1007,5	370,8	373581	7	25	278,4	6960
25	1142,5	359,6	410843	9	25	267,2	6680
26	745	341,7	254566	11	50	255,0	12750
27	185	335,7	62104	13	25	241,8	6045
28	100	335,2	33570	14	25	234,9	5872
29	202,5	327,4	66298	15	50	227,6	11385
30	350	326,6	114310	16	50	220,4	11020
31	142,5	313,4	44659	19	25	294,9	4872
				27	62	125,9	7805

личной испарения за тот же период, полученной с помощью малых почвенных испарителей.

Таблица 3

Сопоставление величины испарения с водной поверхности и с поверхности участков, освобожденных из-под воды в июне—сентябре

Месяц	Величина испарения (мм) с участков, освобожденных из-под воды в начале				Величина испарения с водной поверхности, мм
	июня	июля	августа	сентября	
VI	209,0	—	—	—	188,8
VII	140,0	225,4	—	—	229,0
VIII	64,3	73,0	256,1	—	219,4
IX	49,6	62,3	103,8	220,0	195,5

Из табл. 4 видно, что ошибка измерения может достигать 22%. Среднее значение — 12%. Следовательно, малые почвенные испарители

Таблица 4

Сопоставление измеренных и рассчитанных величин испарения

Дата (VIII)	Величина испарения		Ошибка измерения	
	измеренная	рассчитанная	мм	%
9	3,6	3,5	0,1	2,8
13	4,4	3,6	0,8	22,2
15	4,5	4,4	0,1	2,3
18	3,8	3,1	0,7	22,6

завышают величину испарения в среднем на 12%. Поэтому выше в показания испарителей была введена эта поправка.

При определении радиационного баланса подстилающей поверхности большое значение имеют ее отражательные свойства, так как

только знание альбедо позволяет установить количество тепла, получаемое поверхностью за счет поглощения падающей на нее радиации.

Как показывают наблюдения, альбедо зависит от влажности почвы, уменьшаясь с возрастанием влажности.

Альбедо орошаемой площадки, по данным Т. В. Кирилловой [2], уменьшается на 5—8% по сравнению с альбедо сухой площадки. В. Л. Гаевский [1] показывает более значительное уменьшение альбедо при орошении оголенной поверхности почвы (с 32 до 18%). Примерно такое же значение его получается и для песка [3].

За изменением альбедо в зависимости от влажности поверхностного слоя грунта мы наблюдали на участках различной ориентации, освобожденных из-под воды в результате сработки водохранилища. Пункты наблюдений находились у самого уреза воды и на различном от него расстоянии. Одновременно с измерением альбедо на каждом пункте определяли влажность весовым методом.

Результаты наблюдений (%) на основной площадке (север-северо-западный берег водохранилища) представлены ниже.

Влажность	4	8	12	16	20	24	28	32
Альбедо	33,0	28,8	26,6	24,6	23,0	22,0	21,0	20,0
Влажность	36	40	44	48	52	56	60	68
Альбедо	19,5	19,2	19,0	18,8	18,4	18,0	17,6	17,0

Все значения приведены для истинного полудня. Сопоставим полученные данные с альбедо, измеренным в прибрежном районе (14,7) и в открытой части водохранилища (8,0).

Характерно, что альбедо прежде всего интенсивно уменьшается с увеличением влажности. Альбедо грунта, обильно насыщенного влагой, почти вдвое меньше альбедо сухих участков и приближается к альбедо воды в прибрежном районе. Альбедо, измеренные у берега и в открытой части водохранилища, отличаются друг от друга, так как у берега на отражательную способность воды, по-видимому, влияет дно и большая мутность.

Итак, величина испарения с поверхности почвы, обнаженной в период сработки водохранилища, составляет примерно половину той влаги, которую теряет водоем с водной поверхностью. В момент освобождения участков из-под воды они могут испарять и несколько больше, чем водная поверхность. Малые почвенные испарители, с помощью которых определяли испарение с поверхности почвы, завышают величину испарения в среднем на 12%. Суточная величина испарения по испарителю, в котором образец не менялся в течение суток, на 18% больше, чем суточная величина испарения по испарителю, где каждые два часа устанавливали свежие монолиты. Альбедо грунта, обильно насыщенного влагой, вдвое меньше альбедо сухих участков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаевский В. Л. К вопросу о роли альбедо в формировании радиационного режима поверхности, Тр. ГГО, вып. 39 (101), 1953.
2. Кириллова Т. В. О влиянии орошения на радиационные характеристики деятельной поверхности, Тр. ГГО, вып. 37 (99), 1952.
3. Лайхтман Д. Л. и Чудновский А. Ф. Физика приземного слоя атмосферы, Гостехиздат, 1949.
4. Милькис Б. Е., Могильников Л. П., Саатов М. С. «Изв. АН УзССР», сер. техн. наук, 1960, № 6.
5. Пушкарев В. Ф. Исследование методов наблюдений над испарением с почвы, Тр. ГГИ, вып. 45, 1954.
6. Скворцов А. А. Об испарении и обмене в приземном слое атмосферы, Тр. Института энергетики, вып. 1, АН УзССР, 1947.
7. Струзер Л. Р. О применении почвенных испарителей на сельскохозяйственных полях в зоне недостаточного увлажнения, Тр. ГГИ, вып. 48 (102), 1955.
8. Цейтин Г. Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почвы, Тр. ГГО, вып. 39 (101), 1953.

М. П. МУХТАРОВ

К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ АЭРАЦИИ ПОТОКОВ

При проектировании и строительстве водосбросных сооружений часто возникает задача определения влияния аэрации на те или иные гидравлические и гидродинамические характеристики водотоков.

Имеющиеся в литературе некоторые рекомендации для учета аэрации [1—6] относятся главным образом к быстROTOкам, условия движения потока в которых отличаются от условий движения потока в ненапорных трубах плотинных водосбросов, что не позволяет провести между ними соответствующих аналогий. Проблема учета аэрации потока при истечении из-под щитовых затворов на входе в трубчатый водовод и при движении в нем, а также количества воздуха, выносимого потоком из трубы, пока еще не разрешена.

Одна из важных задач, возникающих в процессе исследований аэрации,— это определение расхода воздуха, протекающего в различных точках поперечного сечения аэрированного потока. При решении этой проблемы может быть применен электрический метод исследования.

Э. А. Генина [8] описала прибор для изучения степени поглощения водным потоком воздуха и измерения скорости аэрированного потока. В описании прибора сообщается, что «измерение степени аэрации воды потока основано на изменении электропроводности его в зависимости от количества содержащегося в нем воздуха». Такое утверждение, по нашему мнению, не вполне обосновано. Кроме того, Э. А. Генина не учитывает, что введение прибора в поток малых размеров может заметно повлиять на изменение его структуры. Мы сделали попытку решить проблему несколько иначе.

Известно, что вода — хороший проводник электрического тока и сила тока в цепи практически мало зависит (конечно, в известных пределах) от расстояния между электродами, введенными в водную массу. При составлении схемы (рис. 1) мы исходили из положения, что электродами служат стенки лотка и игла, у которой не изолировано только острие.

При введении иглы в аэрированный поток острие ее постоянно омывается воздушными пузырьками, и, следовательно, цепь должна замыкаться. Образуется пульсирующий ток одного направления с частотой, равной частоте прохождения воздушных пузырьков, омывающих острие иглы.

Измерительный прибор, включенный последовательно в цепь, в силу своей инерционности должен давать показания меньшие, чем в условиях неаэрированного потока. Очевидно, прибор, изготовленный по

такой схеме, дает возможность определить осредненное по времени распределение концентрации водовоздушной смеси по глубине потока при известном заранее поле скоростей в аэрированном слое.

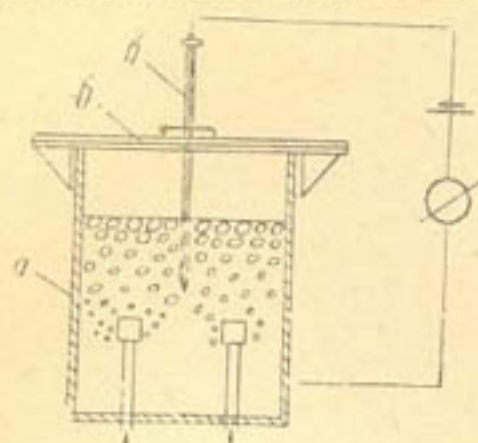


Рис. 1. Схема измерительного прибора:

а — лоток, б — координатник, в — игла, покрытая изоляционным слоем.

Прибор испытывали на специальном стенде — сосуде, в который подавался воздух через введенные в воду трубки, оканчивающиеся распылителями — кубиками из пористого материала (рис. 1).

На экспериментальной установке лаборатории гидравлики Института водных проблем и гидротехники (рис. 2) были проведены в 1961 г. опыты, имеющие целью определение степени аэрации потока, истекающего из-под щита в лоток с уклоном больше критического. Средняя скорость потока достигала 6,5 м/сек при температуре воды 15°. В начале опыта, после стабилизации заданного режима потока, прибор ставили

непосредственно у выхода потока из-под щита. При введении иглы в поток ввиду отсутствия аэрированного слоя в этом месте пока-

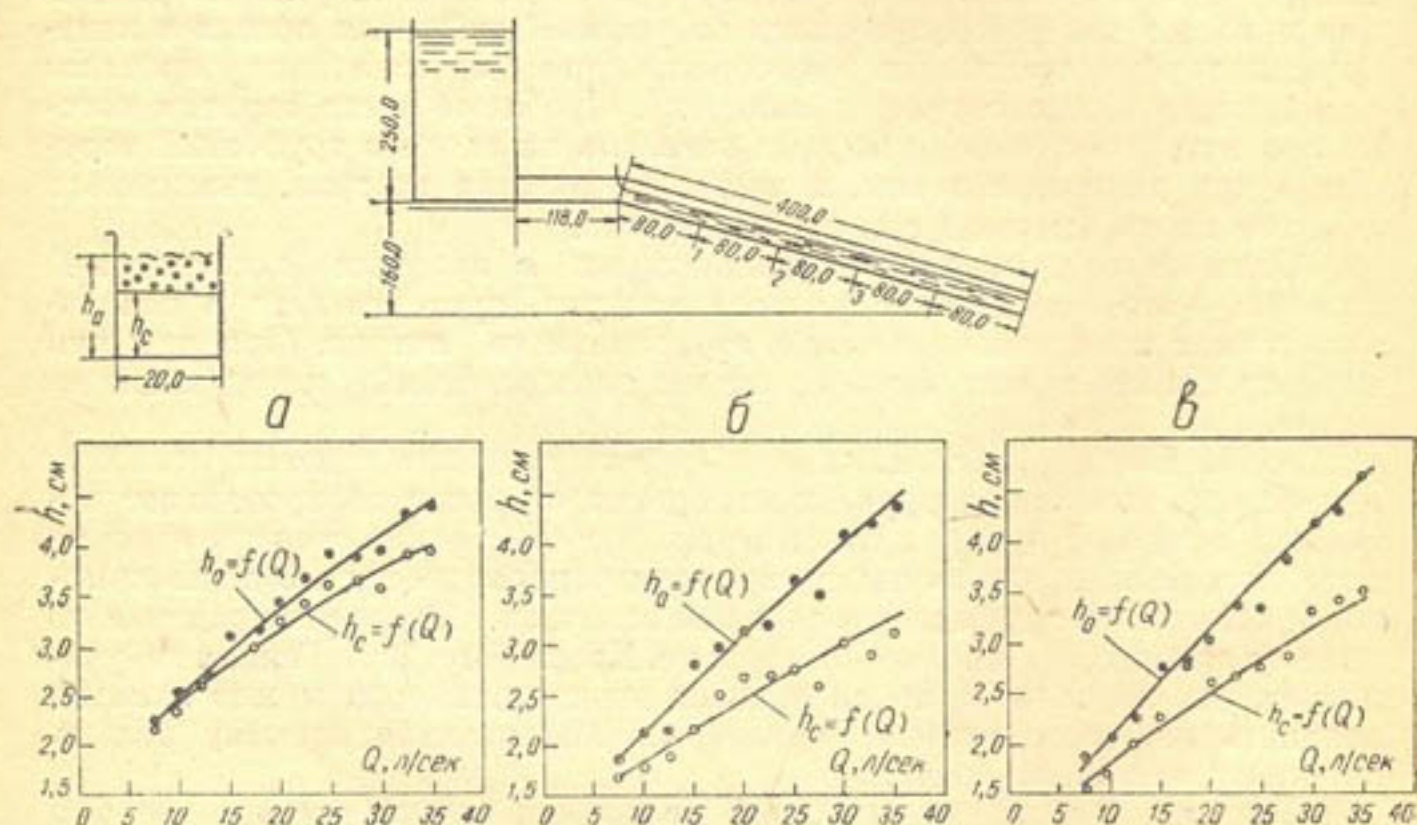


Рис. 2. Схема экспериментальной установки и результаты измерений:

а — створ 1, б — створ 3, в — створ 5.

зание прибора было максимальным. Это показание фиксировали, а затем прибор устанавливали в различных створах и производили замеры h_a и h_c . Появление тока в цепи при постепенном опускании иглы к поверхности потока фиксировали как h_a . Далее иглу вводили в поток до той глубины, при которой показание прибора было максимальным. Эта глубина фиксировалась как h_c (при дальнейшем погружении иглы, естественно, показание прибора не изменялось).

Графики h_a , $h_c = f(Q)$ для различных створов лотка свидетельствуют об увеличении аэрации по длине потока, что согласуется с су-

ществующим мнением о том, что увеличение аэрации зависит от интенсификации турбулентности потока.

Простота описанного способа измерения позволяет ожидать, что он будет широко использован в дальнейших исследованиях, в частности при испытаниях трубчатых безнапорных водосбросов водохранилищных плотин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ничипорович А. А. Гидротехнические сооружения, под ред. Н. И. Анисимова, глава V, М.—Л., 1934.
2. Вызго М. С. «Гидротехническое строительство», 1947, № 7.
3. Войнович П. А., Шварц А. И. Равномерное движение аэрированных водных потоков, «Известия ВНИИГ», т. 31, Л., 1946.
4. Чанишвили А. Г. Сообщения АН ГрузССР, т. XXII, вып. 6, 1959.
5. Соколов В. Г. «Гидротехническое строительство», 1952, № 10.
6. Русаков В. Е. Аэрация в нижнем бьефе на моделях водосливной плотины, В сб.: «Известия высших учебных заведений», вып. 9, Новосибирск, 1959.
7. Великанов М. А. Динамика русловых потоков, М.—Л., Гидрометеониздат, 1946.
8. Аннотации законченных в 1959 г. научно-исследовательских работ по гидротехнике, ВНИИГ, М.—Л., Госэнергоиздат, 1960.

Ю. М. КУЗЬМИНОВ

РАВНОУСТОЙЧИВОЕ ПОПЕРЕЧНОЕ СЕЧЕНИЕ РУСЛА

В настоящей статье освещаются результаты изучения¹ формы и размеров равноустойчивого на размыв сечения русла, сложенного из несвязного и полусвязного грунта.

Теоретические и экспериментальные исследования устойчивости частиц [11, 12, 13] дали возможность получить критерии устойчивости размываемого откоса в виде

$$\frac{i}{i_0} = \frac{1}{\mu} \sqrt{\frac{\mu^2 - \operatorname{tg}^2 \varphi}{1 + \operatorname{tg}^2 \varphi}} \text{ для } d > 1,5 \text{ мм}, \quad (1)$$

$$\frac{i}{i_0} = \frac{i' - i_e}{i'_0 - i_e} = \frac{1}{\mu} \sqrt{\frac{\mu^2 - \operatorname{tg}^2 \varphi}{1 + \operatorname{tg}^2 \varphi}} \text{ для } d < 1,5 \text{ мм}, \quad (2)$$

где i — критический продольный уклон, соответствующий начальной подвижке „несвязанных“ частиц откоса;

i_0 — то же, относящееся к горизонтальному дну;

i_e — часть полного критического продольного уклона, идущая на преодоление сил зацепления — связности у мелких частиц грунта;

i' — полный критический продольный уклон, соответствующий начальной подвижке мелких полусвязных частиц откоса;

i'_0 — то же, относящееся к горизонтальному дну;

μ — коэффициент трения грунта под водой, равный тангенсу угла естественного откоса в воде;

φ — переменный угол откоса.

Опыты показали, что в критериях (1) и (2) отношения критических пьезометрических уклонов, первоначально полученные для напорного движения, могут быть перенесены и на безнапорные (открытые) потоки.

Для открытого потока широко распространено [2, 4, 5, 7, 8, 9, 14, 15, 17] выражение устойчивости горизонтального дна профиля:

$$i'_0 = \psi \cdot \frac{\gamma_1 - \gamma}{\gamma} \cdot \frac{d}{h_n}; \quad (3)$$

здесь d — диаметр частиц размываемого дна, м;

¹ Исследования проводились под руководством А. Н. Гостунского.

h_n — средняя нормальная глубина потока, м;

ψ — коэффициент сопротивления шероховатого дна, зависящий от числа Рейнольдса, относительной шероховатости и эпюры распределения скоростей.

Работы [5, 7, 8, 10, 16 и др.] показывают, что критерий (3) может распространяться на все зоны обтекания частиц и все диаметры.

Таким образом, для $d > 1,5$ мм имеем

$$i_0 = \psi \frac{\gamma_1 - \gamma}{\gamma} \cdot \frac{d}{h_n} \quad (4)$$

и соответственно для $d < 1,5$ мм —

$$i_0 = i'_0 - i_e = \psi \frac{\gamma_1 - \gamma}{\gamma} \cdot \frac{d}{h_n} \quad (5)$$

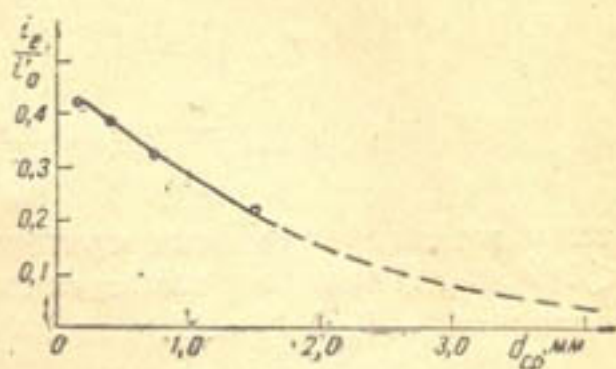


Рис. 1. График $\frac{i_e}{i'_0} = f(d_{cp})$.

Из условий (4) и (5) при заданных i'_0 , i_0 , i_e , ψ , γ_1 , γ , d получим максимальную глубину на дне;

$$h_m \leq \frac{k \cdot \psi \cdot \gamma' \cdot d}{i_0} \quad \text{для } d > 1,5 \text{ мм}, \quad (6)$$

$$h_m \leq \frac{k \cdot \psi \cdot \gamma' \cdot d}{i'_0 - i_e} \quad \text{для } d < 1,5 \text{ мм}, \quad (7)$$

где k — коэффициент перехода от средней глубины потока к максимальной, равный по полевым исследованиям Г. В. Железнякова 1,62 [15] и теоретическим опытам М. А. Мосткова [15] — 1,57;

i_e — часть критического продольного уклона, идущая на преодоление сил зацепления—связности у мелких частиц; определяется из графика $\frac{i_e}{i'_0} = f(d)$ (рис. 1); $\gamma' = \frac{\gamma_1 - \gamma}{\gamma}$.

С учетом (6) и (7), а также принятой нами нормальной к откосу глубины [11] критерии (1) и (2) устойчивости размываемого откоса приводим к виду

$$i = \frac{k \cdot \psi \cdot \gamma' \cdot d \cdot \cos \varphi}{z} \cdot \frac{1}{\mu} \sqrt{\frac{\mu^2 - \text{tg}^2 \varphi}{1 + \text{tg}^2 \varphi}}$$

или

$$i = \frac{k \cdot \psi \cdot \gamma' \cdot d \cdot \sqrt{\mu^2 - \text{tg}^2 \varphi}}{z \cdot \mu \cdot (1 + \text{tg}^2 \varphi)}; \quad (8)$$

здесь $z = h_n \cdot \cos \varphi$ — переменная вертикальная глубина (ордината).

Мы принимаем заданный продольный уклон ($i = i_0 = \text{const}$) постоянным по всему поперечному сечению, что вполне допустимо, а также $d = \text{const}$. Это дает возможность вывода уравнения равноустойчивого откоса для всего сечения в целом. Выражая ординату z через относительную величину $\frac{z}{h_m} = \eta$, при $d > 1,5$ мм имеем

$$i = \text{const} = \frac{k \cdot \psi \cdot \gamma' \cdot d \cdot \sqrt{\mu^2 - \text{tg}^2 \varphi}}{\eta \cdot h_m \cdot \mu \cdot (1 + \text{tg}^2 \varphi)}.$$

Входящее в правую часть уравнения выражение $\frac{k \cdot \psi \cdot \gamma' \cdot d}{h_m}$ по критериям (6, 7) равно уклону i_0 , который из условия постоянства уклона по всему сечению равен i . Тогда

$$i = \frac{i \cdot \sqrt{\mu^2 - \operatorname{tg}^2 \varphi}}{\eta \cdot \mu \cdot (1 + \operatorname{tg}^2 \varphi)}$$

или

$$\mu = \frac{\sqrt{\mu^2 - \operatorname{tg}^2 \varphi}}{\eta \cdot (1 + \operatorname{tg}^2 \varphi)}. \quad (9)$$

К тому же виду приводим критерий устойчивости частиц откоса для $d < 1,5$ мм. Тогда значение постоянного уклона по всему сечению $i = \text{const} = i' - i_e = i'_0 - i_e$.

Решая уравнение (9) относительно $\operatorname{tg} \varphi = \frac{dz}{dx}$ (угловой коэффициент) и выражая абсциссу, подобно ординате, через относительную величину $\frac{2x}{B} = \xi$, имеем

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{dz}{dx} = \frac{h_m \cdot d\eta}{B/2 \cdot d\xi} = \sqrt{\frac{V 4\mu^2 \eta^2 (1 + \mu^2) + 1 - 2\mu^2 \eta^2 - 1}{2\mu^2 \eta^2}}$$

или, обозначая $\sqrt{2} \cdot \mu = M$, $2\mu^2 = M^2$, $4\mu^2 (1 + \mu^2) = K$, находим

$$\frac{2 \cdot h_m \cdot d\eta}{B \cdot d\xi} = \sqrt{\frac{V K \cdot \eta^2 + 1 - M^2 \eta^2 - 1}{M^2 \eta^2}}. \quad (10)$$

Вводя новые переменные $K\eta^2 + 1 = u^2$, $K\eta d\eta = u du$ и интегрируя (10), получим

$$\frac{K \cdot B}{2 \cdot M \cdot h_m} \int_0^\xi d\xi = \int_1^u \frac{u du}{V u - \frac{M^2}{K} \cdot (u^2 - 1) - 1}. \quad (11)$$

После интегрирования и подстановки первоначальных переменных уравнение (11) примет вид:

$$\begin{aligned} \frac{B}{2 \cdot h_m} \cdot \xi = & \frac{\sqrt{1 + \mu^2}}{2\mu} \operatorname{arccos} \frac{1 + \mu^2 - \sqrt{4\mu^2 (1 + \mu^2) \eta^2 + 1}}{\mu^2} - \\ & - \frac{\sqrt{2}}{2\mu} \sqrt{V 4\mu^2 (1 + \mu^2) \eta^2 + 1 - 2\mu^2 \eta^2 - 1}. \end{aligned} \quad (12)$$

Выражение (12) и есть уравнение формы полусечения русла.

Оно уже было получено нами [11], но не в относительных величинах, для формы равноустойчивого откоса. При подстановке $\eta = 1$ и $\xi = 1$ может быть определена ширина русла по верху:

$$B = \frac{\pi \cdot \sqrt{1 + \mu^2} \cdot h_m}{\mu}, \quad (13)$$

где $h_m = \frac{k \cdot \psi \cdot \gamma' \cdot d}{i_0}$ для $d > 1,5$ мм и $h_m = \frac{k \cdot \psi \cdot \gamma' \cdot d}{i_0 - i_e}$ для $d < 1,5$ мм.

Выражение (13) показывает, что ширина равноустойчивого сечения русла зависит от коэффициента трения грунта или тангенса угла его естественного откоса в воде μ , являющегося функцией диаметра и формы частиц.

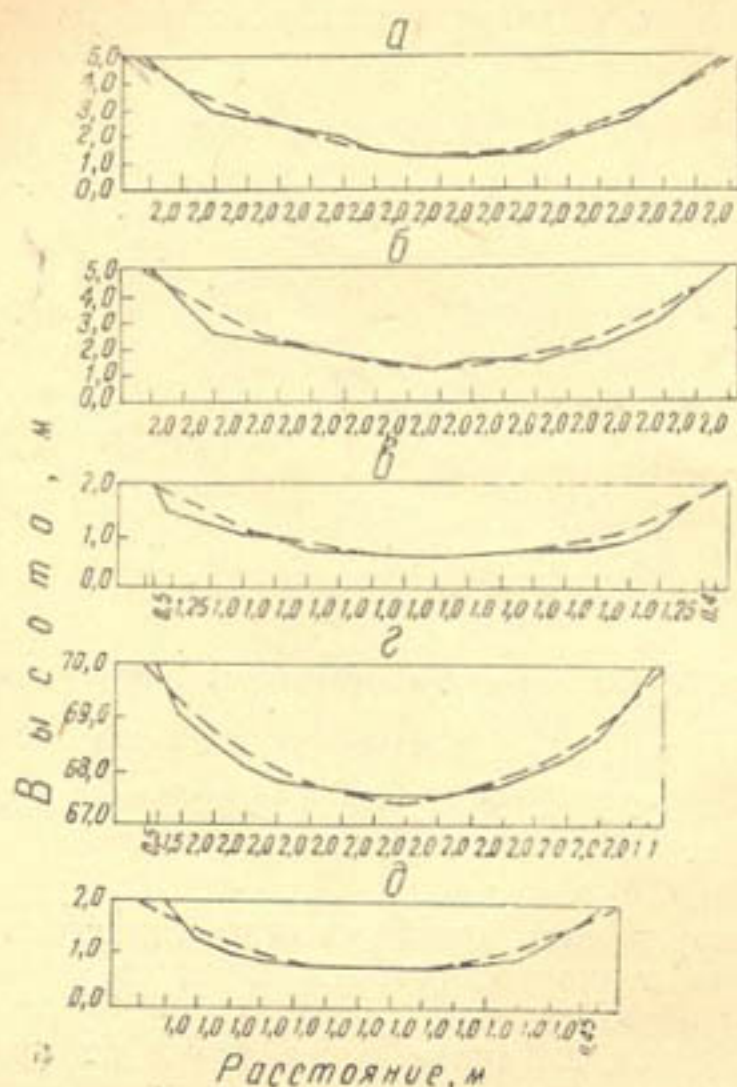


Рис. 2. Сопоставление натуральных поперечников с теоретическими на каналах:

а — Каракумский, створ 28; б — Каракумский, створ 31;
в — Кегейлинский, пк 5+68; г — Кегейлинский, пк 190+00;
д — Ленинадский, пк 7 поп. 6.

Ширина русла зависит также от максимальной глубины h_m , которая связана с уклоном, учитывающим ($d < 1,5$ мм) и не учитывающим ($d > 1,5$ мм) связность грунта, с диаметром и с объемным весом частиц в воде, а также с коэффициентом сопротивления шероховатого дна ψ .

При $d < 1,5$ мм полученное уравнение (12) формы равноустойчивого сечения для практических расчетов может быть упрощено. Действительно, при этих условиях второй член уравнения составляет менее 4—5% от первого.

Поэтому можно принять

$$\frac{B}{2 \cdot h_m} \xi = \frac{\sqrt{1 + \mu^2}}{2 \cdot \mu} \arccos \frac{1 + \mu^2 - \sqrt{4\mu^2(1 + \mu^2)\eta^2 + 1}}{\mu^2}. \quad (14)$$

Уравнение формы равноустойчивого сечения (12) и морфометрическая зависимость (13) должны быть сопоставлены с натурными данными, отвечающими условиям самоформирующихся русел, которые

проходят в подвижном грунте, образованном из наносов, транспортируемых потоком.

Подобные условия для каналов обычно имеются в низовьях рек, протекающих в собственных отложениях (Аму-Дарья), а также руслах, сформированных в галечниковых свежесформированных выносах.

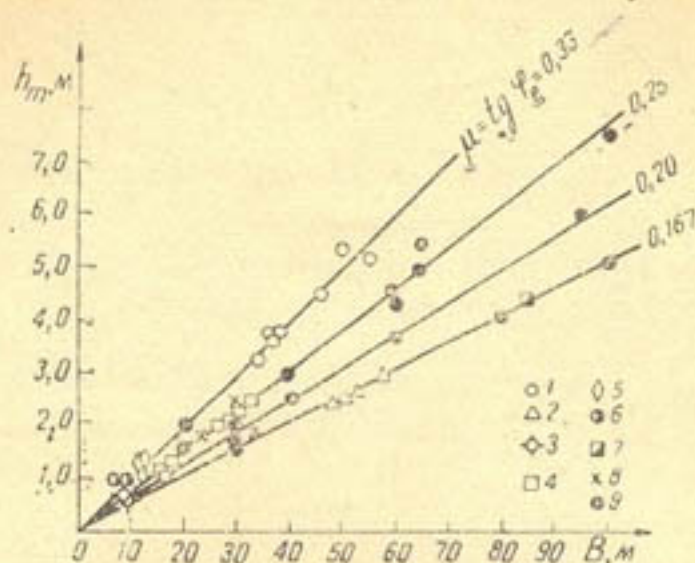


Рис. 3. Сопоставление полученной зависимости $B = -\frac{\pi \sqrt{1+\mu^2} \cdot h_m C}{\mu}$ с натурными данными на каналах:

1 — Каракумский; 2 — Кызкеткен; 3 — Октябрь-Ариа; 4 — Керейлан;
5 — Ленинабад; 6 — Октябрь-абад; 7 — Ташсака; 8 — Шават;
9 — р. Аму-Дарья.

К самоформирующимся руслам можно отнести также Каракумский канал, берега и дно которого сложены из одного тонкозернистого песка (с примесью супеси).

Для сопоставления выбирали поперечники на прямолинейных в плане участках русел, находящихся при пропуске данного расхода воды в предельно устойчивом равновесии между размывом и заилением.

На рис. 2 сопоставлены натурные поперечники (сплошная линия) с теоретическими (пунктирная линия), построенными по уравнениям (12) и (13) при взятых с натуры h_m и вычисленных μ для данного грунта.

Из рис. 2 видно, что уравнения (12) и (13) дают близкие к практике результаты.

На рис. 3 сравнивается зависимость $B = \frac{\pi \sqrt{1+\mu^2} \cdot h_m C}{\mu}$ при различных значениях h_m и диапазона $\mu = 0,167 \div 0,33$, отвечающего грунтам ложа натуральных сечений.

Сопоставление показывает, что натурные точки хорошо располагаются в пределах, даваемых формулой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтунин С. Т. Регулирование русел, М., 1956.
2. Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков, Л., 1954.
3. Гостунский А. Н. Устойчивое русло, В сб.: „Вопросы гидротехники“, вып. 1, АН УзССР, 1955.
4. Гришин М. М. Курс гидротехнических сооружений, М., 1957.
5. Егнazarов И. В. „Изв. АН АрмССР“, 1949, № 5.
6. Егнazarов И. В. „Изв. АН АрмССР“, 1950, № 1.
7. Егнazarов И. В. Моделирование русловых процессов, В сб.: „Русловые процессы“, М., АН СССР, 1958.

8. Егiazаров И. В. Наука о движении наносов, сопредельные науки и возможности экспериментирования, В сб.: „Исследование и комплексное использование водных ресурсов“, М., АН СССР, 1960.
 9. Замарин Е. А., Фандеев И. В. Курс гидротехнических сооружений, М. Сельхозгиз, 1959.
 10. Кнороз В. С. „Гидротехническое строительство“, 1953, № 8.
 11. Кузьминов Ю. М. О форме равноустойчивого откоса, Тр. САНИИРИ, вып. 100, 1960.
 12. Кузьминов Ю. М. Экспериментальная установка для исследования размываемых откосов русел, Тр. САНИИРИ, вып. 100, 1960.
 13. Кузьминов Ю. М. О критерии устойчивости частиц на русловом откосе из несвязных грунтов, В сб. „Вопросы гидротехники“, вып. 3, АН УзССР, 1961.
 14. Леви И. И. Динамика русловых потоков, М.—Л., 1957.
 15. Мостков М. А. Очерк теории руслового потока, М., АН СССР, 1959.
 16. Никитин И. К. Борьба с наносами на гидроузле с помощью криволинейной песколовки, В сб.: „Вопросы гидротехники“, вып. 1, АН УзССР, 1955.
 17. Фидман Б. А. „Изв. АН СССР“, 1954, № 2.
-

А. М. МУХАМЕДОВ, А. Ю. УМАРОВ

К ИССЛЕДОВАНИЮ РЕЖИМА ПОТОКА И ДВИЖЕНИЯ НАНОСОВ НА ГОРНЫХ УЧАСТКАХ РЕК

Изучение бурного потока и движения донных наносов горных рек представляет значительный практический и теоретический интерес.

Строительство водозаборных сооружений тесно связано с формированием реки, изменением ее русловых параметров и элементов потока. Большинство малых горных рек Средней Азии с максимальными паводковыми расходами, редко превышающими $50 \text{ м}^3/\text{сек}$, служат источниками питания предгорных оросительных систем. В потоке вместе с водой передвигается большое количество наносов крупной фракции, вплоть до валунов, которые чрезвычайно затрудняют эксплуатацию водозаборных сооружений, забивая их входные отверстия и заноса головные участки оросительных систем, что вызывает значительные затраты по очистке их от наносов.

Обычные методы гидравлики недостаточно учитывают такие явления при устройстве водозаборных сооружений.

Особенно трудно изучить структуру бурного потока, движение донных наносов и установить связь жидкого и твердого стоков горных рек.

Исследования горных рек бассейна Чирчика показали, что по характеру геологического строения, наличию растительности, форме и строению бассейнов в плане, по высотному расположению и уклонам все они идентичны. Это позволяет в известной мере уподобить их наносные режимы.

Установление режимов стока наносов в реках Каранкуль, Акташ, Угам и Мазарсай поможет выяснить особенности движения наносов и оценить их расход.

Р. Каранкуль, снегового и дождевого питания. Площадь водосбора — $16,7 \text{ км}^2$. Паводки проходят обычно в конце марта, апреля и мая. Максимальные расходы при очень сильных ливнях достигают $26 \text{ м}^3/\text{сек}$ (1954 г.). Среднегодовые расходы — $0,4—0,5 \text{ м}^3/\text{сек}$. Уклоны водной поверхности колеблются от 0,02 в межень до 0,05 в паводок. Ширина русла в значительной мере устойчива, так как река проходит в глубоком ущелье, имеющем скальные борта и галечниковое ложе.

В двух километрах выше устья реки находится гидрометрический пост. Вся длина реки составляет приблизительно 8 км. Ниже поста на расстоянии 0,5 и 1,0 км от него берут начало два ирригационных канала, забирающих в вегетационный период всю воду из реки для орошения колхозных полей. В 5—6 км выше поста русло разделяется

на три рукава, каждый из которых проходит в глубоком ущелье. Весь бассейн водосбора озеленен. Террасирование склонов и агролесомелиорация способствуют уменьшению стока твердых частиц. Поэтому при дождях обычной интенсивности твердые частицы не смываются. С левой стороны реки, примерно в 4 км от водомерного поста, расположена возвышенность, где разрушается лессовидный суглинистый грунт. При сильных ливнях там смывается грунт и частично попадает с ливневым стоком в реку, что способствует увеличению взвешенных наносов; вода становится желтой.



Рис. 1. Верхний участок р. Каранкуль.

На верхнем горном участке река образуется из притоков и протекает в узком и глубоком ущелье. Русло этой части реки сложено из обломков скал, крупного булыжника и валунов. Участки с относительно спокойным течением чередуются с порогами и водопадами высотой до 1—2 м. Продольные уклоны колеблются от 0,04 до 0,1. В конце ущелья русло реки расширяется, склоны делаются более пологими, поток из узкого ущелья проходит в более широкое, и ширина реки увеличивается (рис. 1). Она выходит в свой конус выноса и впадает в Чирчик. Средние уклоны этих участков колеблются от 0,02 до 0,03. Жидкий сток реки формируется в основном в горной зоне бассейна за счет талых вод, снегов и ливней; небольшое значение имеет грунтовое питание. В некоторых местах встречаются родники. Если у реки более низкое расположение водосбора, то питается она сезонными водами и характеризуется более ранними паводками.

Гидрограф расхода воды такой реки изображен на рис. 2, из которого видно, что весной появляется большое количество местных пиков, создаваемых ливневыми дождями. Нередко теплые ливневые дожди значительно ускоряют процесс таяния снегов и образуют сильные паводки, пики которых часто значительно превышают пики обычных паводков.

Суточное колебание расходов воды в межень незначительное (рис. 3, 1). Наибольшая амплитуда колебаний отмечена в марте — мае. На рис. 3, 2 показаны колебания расходов за одни сутки по

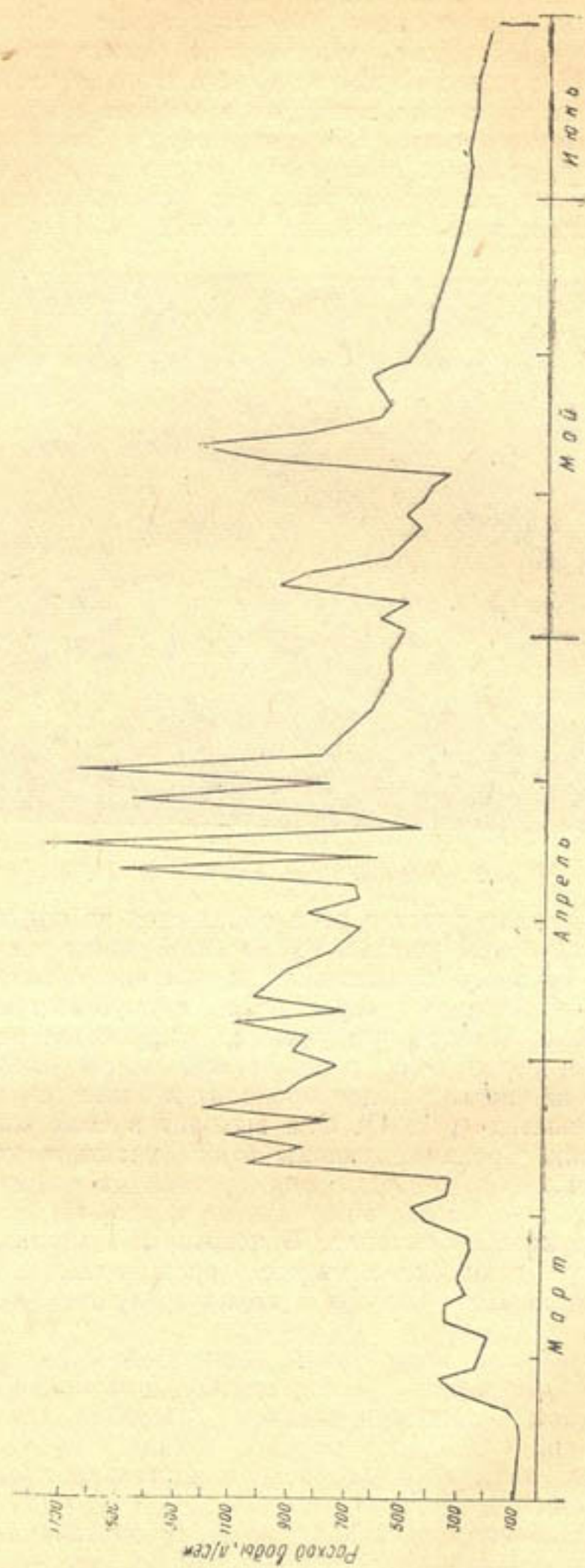


Рис. 2. Гидрограф среднесуточных расходов р. Каранкуль.

часам, причем максимальные колебания расходов наблюдаются с 13 до 22 час. При весенних дождях часто берега из лессовидного суглинка размываются. Как и в других горных реках, здесь бывают кратковременные селевые паводки, несущие огромное количество твердого материала. В селевом паводке 1954 г. с максимальным расходом около $26 \text{ м}^3/\text{сек}$ встречались валуны размером до 3 м.

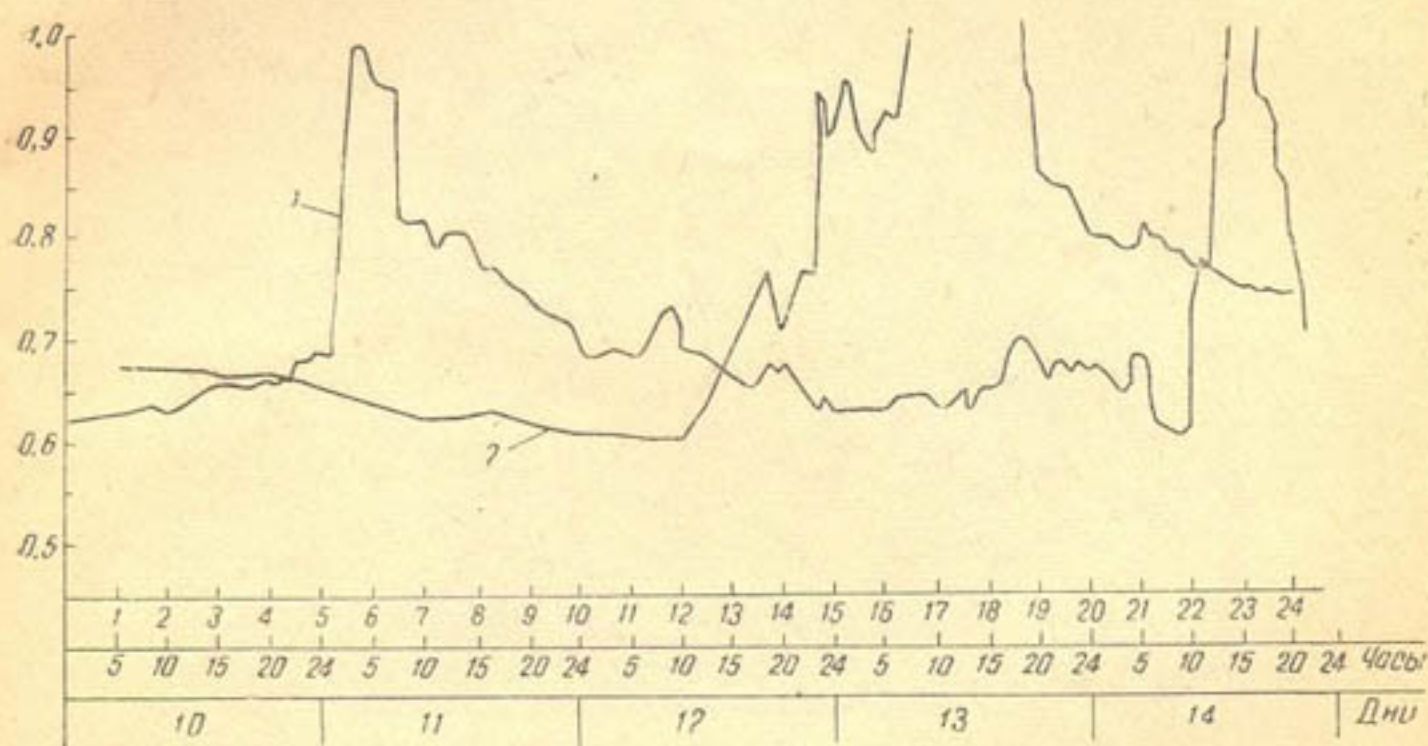


Рис. 3. График колебания расходов р. Каракуль:
1—среднесуточные колебания в апреле 1958 г.; 2—среднечасовые за 14.IV 1958 г.

В осенне-зимний период, когда расходы воды и скорости течения по сравнению с летним значительно сокращаются, воды очищаются от взвешенных наносов. Влекомых по дну наносов не наблюдается. Очень часто эрозионная деятельность реки отмечена и в зимний период, во время прохождения по реке так называемых зимних паводков (при ливневых дождях), когда отрывающиеся от ложа реки донный лед и забереги вместе с водой увлекают наносы различной крупности. Количество и фракционный состав наносов существенно отличаются по участкам реки.

На верхнем участке, где течение бурное, часты перепады и пороги, имеется большое количество наносов, крупность которых достигает 1,5 м. На нижних участках наблюдаются более мелкие фракции, в составе которых встречаются отложения валунов размером до 0,8—1,0 м, транспортируемых потоком при селевых паводках. Величины, характеризующие сток донных наносов, уловленных в бассейне площадью 55 м^2 за 1957 г., приведены в табл. 1. Всего за 117 дней уловлено $201,4 \text{ м}^3$ отложений наносов; год был маловодным. Бассейн очищали от наносов промывкой через трубу диаметром 0,65 м, находящуюся с правой стороны бассейна (рис. 4). Там же с левой стороны виден холостой сброс для отвода воды в период измерения наносов.

Бассейн для улавливания наносов работает нормально, а количество наносов, поступающих в бассейн, учитывается объемным способом через определенные промежутки времени в зависимости от интенсивности расходов воды.

Р. Акташ, снегового и дождевого питания. Площадь водосбора — 20 км². Паводки проходят в марте, апреле и мае. На расстоянии 8,2 км от устья к Акташу присоединяется Аюксай. В 50 м ниже этого места находится гидрометрический пост УГМС.



Рис. 4. Вид с нижнего бьефа на бассейн по измерению воды и наносов.

В 3—4 км выше от поста русло Акташа разделяется на рукава, проходящие в глубоком скалистом ущелье.

На верхнем участке русло реки сложено из неокатанных рыхло-обломочных камней и валунов. Имеются частые пороги и перепады размером до 2 м. Наблюдается огромное количество отложений камней и валунов по всей длине русла от устья реки до верхнего участка.

Таблица 1

Период	Средняя толщина слоя отложений, м	Объем отложений, м ³
4.I—8.II	0,05	2,75
8—12.II	0,09	4,95
12.II—3.III	0,12	6,60
3—18.III	0,32	16,60
18—25.III	0,70	88,50
25.III—11.IV	1,20	66,00
11—26.IV	1,20	66,00

Уклоны реки на верхних участках достигают 0,74—0,06, на нижних—0,02—0,03.

По данным гидропоста, максимальный расход данной реки $Q_m = 20 \text{ м}^3/\text{сек}$, среднегодовые расходы $Q_{\text{ср}} = 0,5—0,7 \text{ м}^3/\text{сек}$, меженные расходы $Q = 0,10—0,15 \text{ м}^3/\text{сек}$. Средние скорости потока колеблются от 1,5 до 2,35 м/сек ($Q = 8,2 \text{ м}^3/\text{сек}$).

Максимальная стрежневая скорость 3 м/сек. Глубина воды изменяется от 0,1 до 1,0 м, уклоны водной поверхности — от 0,02 до 0,05.

Гидрограф расхода воды в реке показан на рис. 5, 1.

Р. Мазарсай, ледниково-снегового питания. Площадь водосбора — 26 км². Паводки проходят в апреле — мае. Река берет начало в Чимганских горах и на верхнем участке протекает по узкому ущелью; на средних и низких участках русло реки более широкое; там она впадает в Чаткал. В 3—4 км выше устья, в сел. Янгикурбан, на выходе реки из скалистого глубокого ущелья находится гидро-

метрический пост. В 50 м ниже поста в реку впадает Куйлюксай. В 150 м выше поста из реки выведен ирригационный канал с максимальным забором воды $0,2 \text{ м}^3/\text{сек}$. По данным поста, максимальный паводковый расход $Q_m = 10 \text{ м}^3/\text{сек}$, среднегодовые расходы $Q_{\text{ср}} = 0,3 - 0,5 \text{ м}^3/\text{сек}$, меженные расходы $Q = 0,9 - 0,10 \text{ м}^3/\text{сек}$. Средние скорости потока $v_{\text{ср}} = 0,2 - 2,0 \text{ м}^3/\text{сек}$ и соответствующие им максимальные достигают $3 \text{ м}^3/\text{сек}$. Средняя глубина воды $H_{\text{ср}} = 0,1 - 0,4 \text{ м}$, максимальная — $H_m = 0,6 \text{ м}$. Уклоны реки меняются от 0,03 до 0,045. Наибольшая ширина реки в паводок — 10—15 м. На всем своем протяжении она имеет очень частые пороги и перепады (рис. 6).

В русле встречаются крупные окатанные камни и валуны определенной формы. Жидкий сток реки формируется в основном в горной зоне бассейна за счет талых вод снегов и ледников.

В нижней зоне происходит вторичное подпитывание реки грунтовыми водами и родниками. Так как водосбор расположен в высокогорном районе, река питается от таяния вечного снега и ледников, поэтому гидрограф реки имеет плавный характер (рис. 5, 2). Лишь при сильных ливнях наблюдаются отдельные пики. Река в межень питается подземными водами, поэтому гидрограф зимнего периода носит сравнительно спокойный характер.

Твердый сток формируется в основном на горном участке реки. На среднем участке из-за уменьшения скоростей потока интенсивно отлагаются наносы, приносимые потоком с верхнего участка.

Кроме того, значительная часть воды, как было указано выше, забирается ирригационными каналами, что также способствует интенсивному отложению наносов. Протекая в каменных отложениях, состоящих из более мелких, чем на горном участке наносов, река частично теряет устойчивость и образует рукава. Наносы в этом случае отлагаются на поворотах. В период больших расходов они транспортируются вниз по течению.

В некоторые годы для реки характерны кратковременные селевые паводки, несущие огромное количество твердого материала.



Рис. 5. Гидрографы рек Акташ (1), Мазарсай (2).

При меженных расходах происходит осветление воды от взвешенных наносов.

Расходы твердого стока не измеряются; поэтому данные о количестве наносов и их фракционном составе неизвестны. В процентном отношении крупных наносов больше, чем мелких.



Рис. 6. Р. Мазарсай.

Кроме указанных рек, мы обследовали горные реки Паркентсай, Алтынбейсай, Коксу, Угам и др., а также их притоки. Паркентсай отличается от других рек большим количеством наносов, в которых много крупных камней и валунов, что свидетельствует о явно селевом характере притоков. На нижних участках река блуждает, пойма ее в некоторых местах достигает 50 м.

У р. Алтынбейсай русло более устойчивое, отложения крупных камней и валунов незначительны.

Коксу протекает в глубинном скалистом ущелье, ширина ее постоянная. Крупное нагромождение камней и валунов отсутствует. Река впадает в Чаткал у Бричмуллы.

Угам на верхнем участке протекает в узком ущелье, значительно расширяясь внизу. В местах слияния притоков реки отмечены отложения крупных камней и валунов.

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ РАСХОДОВ ВОДЫ И НАНОСОВ

Гидравлические элементы бурного потока и наносные режимы мы изучали на реках Каранкуль (рис. 7) и Акташ в растворах гидрометрических постов. Там построены бассейны для улавливания донных наносов и с целью определения их количества объемным способом через известные промежутки времени и установлены водосливы для точного измерения расхода воды. Бассейны имеют длину 10 м, ширину по дну 5,5 м, откос 1:0,25 и глубину 1,5 м.

В зависимости от интенсивности влекомых донных наносов величину расхода воды в реке находили различными методами. Так, расход в $0,90 \text{ м}^3/\text{сек}$ определили с помощью водослива ($b = 1; 5 \text{ м}$), а для расходов $0,10 \text{ м}^3/\text{сек}$ специально устанавливали треугольный водослив внутри трапецеидального. Общий вид опытного бассейна-отстойника показан на рис. 4.

Расходы более $1,0 \text{ м}^3/\text{сек}$ при помощи водослива измерять трудно, вследствие образования больших скоростей, поэтому в таких случаях обычно пользуются вертушкой. Однако во время паводка поток несет очень много крупных донных и придонных наносов. Скачкообразный характер их движения может вызвать поломку лопастей вертушки при ударе о движущиеся камни. Поэтому расходы в $1,0 \text{ м}^3/\text{сек}$ необходимо измерять электроизмерительным гидрологическим прибором ИРВ-52, разработанным ГГИ для горных рек с бурным течением в русле, загроможденном камнями.

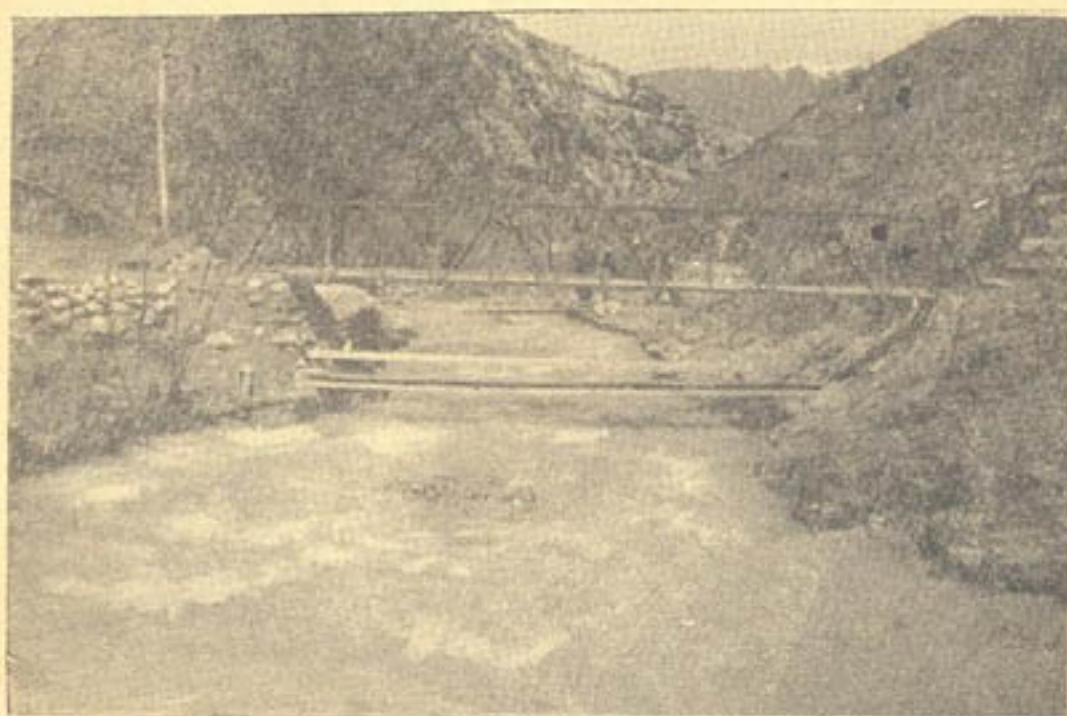


Рис. 7. Опорный пост на р. Каранкуль.

Принцип действия прибора основан на определении степени разжижения раствора поваренной соли, вводимого в измеряемый поток (способ смешения).

Оценка концентрации ионов соли производится по электропроводности непосредственно в потоке без отбора проб воды. На каждый кубический метр воды расходуется около $1,6 \div 2,0 \text{ кг}$ соли. Точность прибора — $\pm 5\%$. Сопоставление измерений, полученных указанным прибором и водосливом, дает незначительное, практически допустимое расхождение в величинах расхода.

В полевых условиях мы измеряли:

- 1) количество транспортируемых потоком влекомых по дну наносов и их фракционный состав;
- 2) скорости потока в нескольких створах по вертикали через 10 см , используя трубки Пито;
- 3) поперечные и продольные профили дна с помощью профилографа, причем его стержни снимали отметки дна через каждые $1-2 \text{ см}$ для определения размеров выступов шероховатости;
- 4) гидравлические элементы потока — ширину (B), глубину ($H_{\text{ср}}$), среднюю и максимальную скорости (v) и уклон водной поверхности (i).

При изучении режима естественных потоков выбирали такие участки, где в русле наблюдалось установившееся движение потока. Так, в 1957 г. на Каранкуле это был прямолинейный участок длиной около 20 м , который разбили на восемь поперечников.

Режим наносов Каранкуля в 1958 г. мы исследовали на двух створах. Один из них — створ УГМС, на 50 м выше него был расположен второй створ.

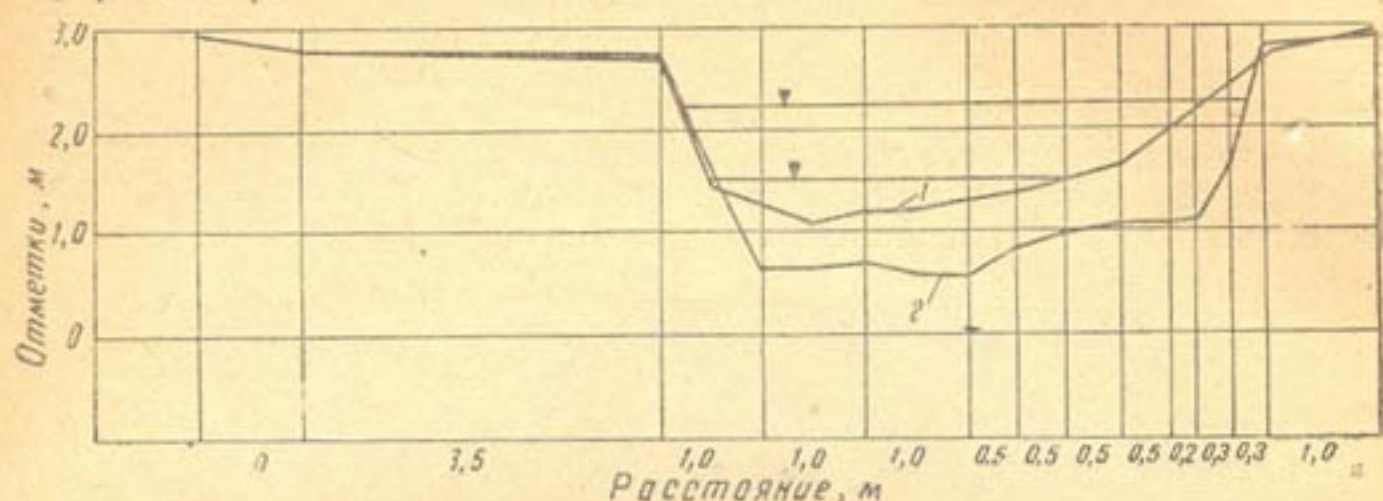


Рис. 8. Совмещенный поперечный профиль опорного поста р. Каранкуль до и после паводка, $Q_{\max} = 23,7 \text{ м}^3/\text{сек.}$



Рис. 9. Характер протекания паводка на исследуемом участке.

Участок русла дооборудовали еще тремя водомерными рейками. Одна установлена у второго створа, вторая — между вторым и первым, третья — в 16 м ниже первого створа.

В селевой паводок в 1959 г. сильно деформировалось русло и разрушился бассейн. При этом расход воды $Q = 23,7 \text{ м}^3/\text{сек.}$, $\omega = 7,02 \text{ м}^2$, $v = 3,38 \text{ м/сек.}$ Деформация русла показана на совмещенных поперечных профилях (рис. 8), а на рис. 9—10 отражено состояние бассейна в момент прохождения паводка и его разрушение в паводок.

В р. Акташ выше створа УГМС, ниже впадения р. Аюксай, были установлены три створа, как и на Мазарсае. Кроме этого, в каждой реке проводились измерения и на створах УГМС.

Расход наносов определяли объемным способом в бассейне следующим образом.

Во время паводков при расходе воды $0,95 \div 1,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ бассейн полностью наполняется наносами за 30—50 мин.

Величину расхода воды устанавливали прибором ИРВ-52, и на опорных постах измеряли гидравлические элементы потока.



Рис. 10. Опытный участок русла после паводка.

Среднюю толщину паводковых отложений определяли в бассейне тщательной нивелировкой по десяти поперечникам. Средняя площадь слоя наносов известна, так как заданы размеры бассейна-отстойника.

Находим объем отложившихся наносов (м^3) за время t :

$$w_g = w_{\text{ср}} \cdot h_{\text{ср}}. \quad (1)$$

Расход наносов (г/сек) —

$$g_g = 11,58 \gamma_H \frac{w_g}{t'} \text{ при } Q \leq 1,0 \text{ м}^3/\text{сек} \quad (2)$$

и

$$g_g = 16666 \gamma_H \frac{w_g}{t'} \text{ при } Q \geq 1,0 \text{ м}^3/\text{сек}, \quad (2^1)$$

где t — время поступления наносов в бассейн, сутки;

t' — время наполнения бассейна, мин.;

$w_{\text{ср}}$ — средняя площадь занесенного бассейна;

$h_{\text{ср}}$ — средняя толщина отложений.

Удельное содержание влекомых наносов (г/м^3) устанавливали по отношению

$$\rho_g = \frac{g_g}{Q}. \quad (3)$$

Наибольший расход воды, при котором определили количество наносов, составляет $2,4 \text{ м}^3/\text{сек}$, что значительно меньше замеренного паводкового расхода Каранкуля ($4 \text{ м}^3/\text{сек}$).

Объемный вес наносов (m/m^3) в полевых условиях

$$\gamma_n = \frac{g_g}{w_g} \cong 1,8. \quad (4)$$

Кривая зависимости донных наносов от расходов воды приведена на рис. 11.

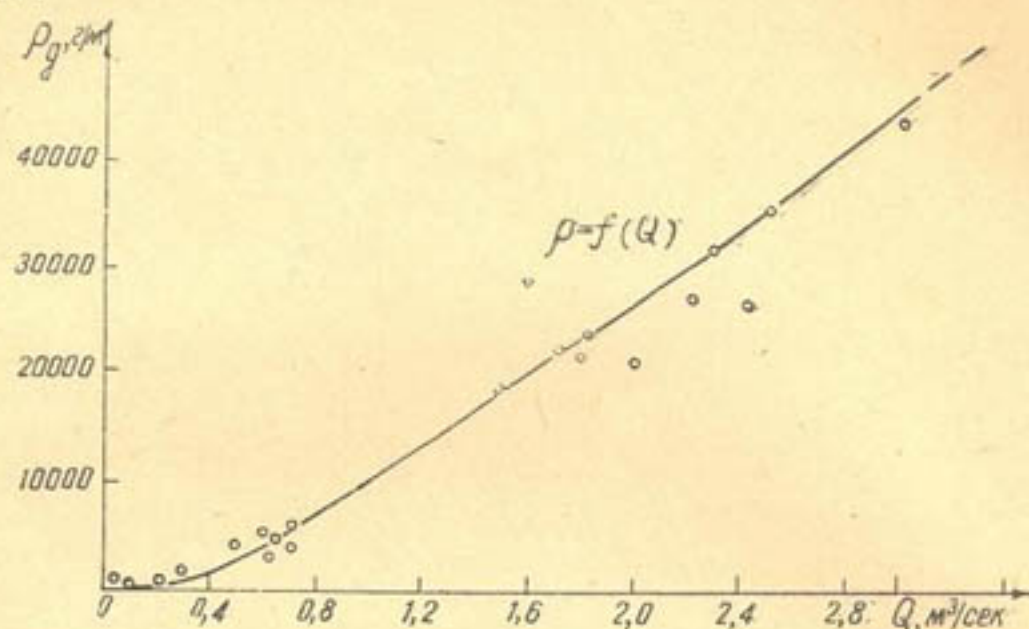


Рис. 11. Кривая зависимости донных наносов от расходов воды.

Для характеристики средней крупности смеси наносов средний диаметр частиц вычислили по формуле

$$d_{cp} = \sum \frac{\Pi_i d_i}{100}, \quad (5)$$

где Π_i — процентное содержание (по весу) фракции;

d_i — средняя арифметическая крупность фракции.

По взятым пробам для соответствующих расходов воды и наносов (табл. 2) строили кривые гранулометрического состава наносов (рис. 12).

Таблица 2

Номер кривой	Дата	Q, м ³ /сек	G, г/сек	i	Диаметр, мм	
					d_{cp}	d_{max}
1	24.III	1,80	41600	0,035	48,0	315,0
2	28.III	1,10	26100	0,036	41,0	200,0
3	14.IV	1,47	28600	0,029/0,03	37,0	300,0
4	16.IV	2,30	74510	0,040	48,0	350,0
5	19.IV	1,70	37400	0,035	46,0	300,0
6	21.IV	1,56	45000	0,023	45,0	220,0
7	24.IV	2,75	—	0,041	55,0	450,0
8	2.V	2,40	56400	0,039	50,0	400,0
9	4.V	1,800	39500	—	42,0	300,0
10	13.V	2,070	41100	0,028	50,0	320

Точка пересечения прямой с кривой гранулометрического состава дает величину среднего диаметра, которая по формуле (5) и графику имеет сходное значение, соответствующее 60—70-процентному содержанию состава наносов.

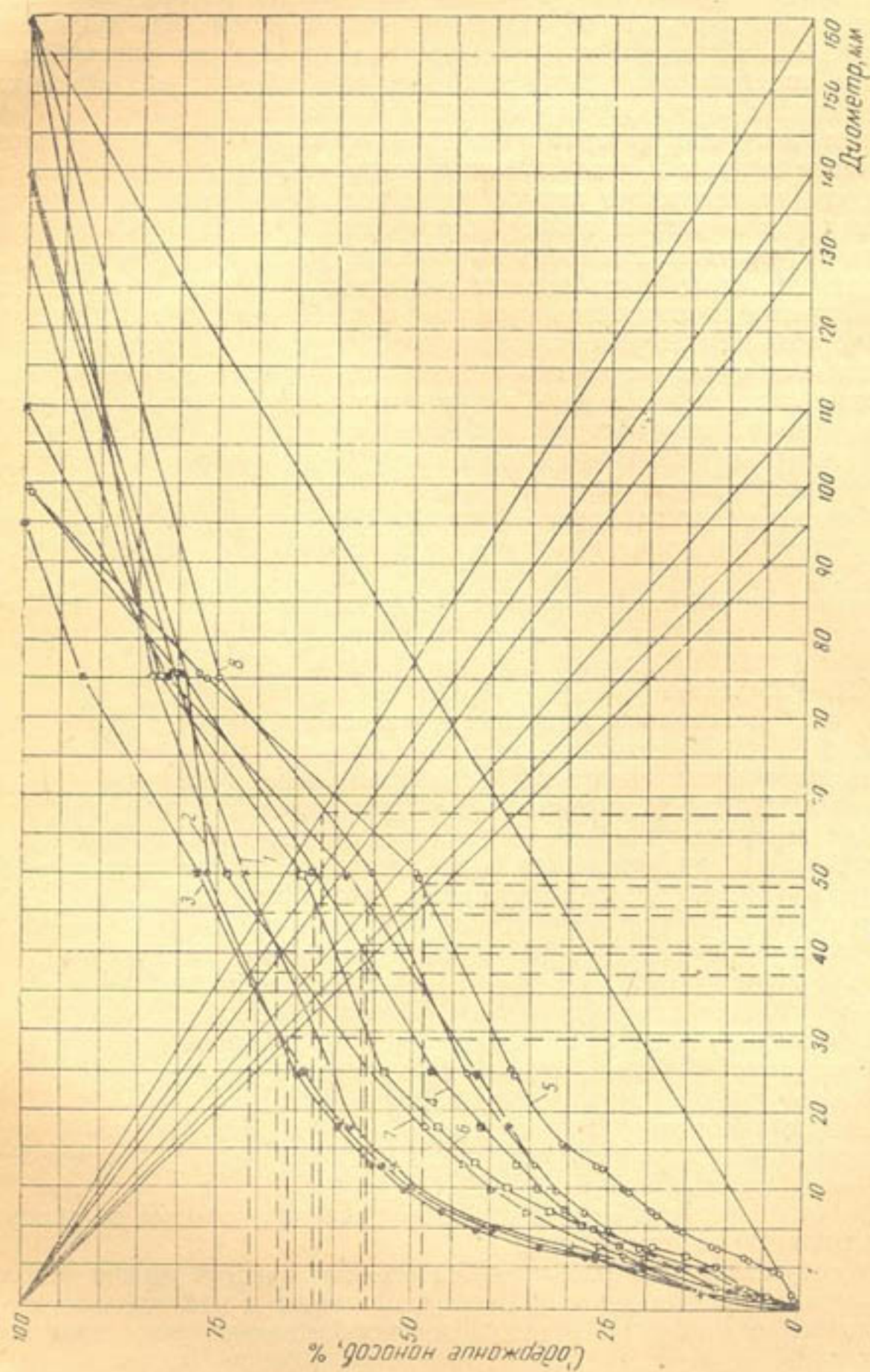


Рис. 12. Кривые механических составов проб наносов.

НАНОСНЫЙ РЕЖИМ

Твердый сток на горном участке формируется под действием метеорологических, рельефных, почвенно-геологических и других факторов. Каждый из них в различное время и для разных речных бассейнов играет решающую роль в образовании твердого стока (его величины).

Сложность местности создает чрезвычайно большое разнообразие в режиме твердого стока и трудность в установлении связей между твердым стоком и его формирующими факторами.

Анализ натуральных материалов показывает неодинаковое процентное соотношение донных и взвешенных наносов от общего стока наносов и воды, что подтверждает многообразие режимов твердых стоков для различных рек в разных геоморфологических условиях и изменение режимов по участкам. Несмотря на большие уклоны и огромную транспортирующую способность горных рек Средней Азии, фактическая мутность потока и количество проносимых рекой донных наносов невелики. Это объясняется устойчивостью горных участков рек против размыва, так как русла их крепко сложены из крупных обломочных материалов и поступление в реки наносов извне ограничено особенностями геоморфологического строения бассейнов рек.

Как показали наблюдения, сток наносов горных рек Каранкуль и Акташ в течение года распределяется весьма неравномерно: основная масса наносов транспортируется весной (март, апрель, май). За этот период количество наносов составляет примерно 85% годового стока (рис. 15).

Среднесуточный график расхода наносов в зависимости от величины расхода воды для Каранкуля приведен на рис. 13, из которого видно, что движению донных наносов соответствует расход воды примерно 180—200 л/сек.

На рис. 14. показаны гидрографы изменения расходов воды и наносов за 1958 г. Обращает на себя внимание их одинаковый характер, а также одновременное наступление максимальных величин.

Среднемесячная насыщенность за осенне-зимний период составляет 40 г/м³; во время паводка она увеличивается до 32500 г/м³.

Такой резкий характер изменения удельного содержания, а следовательно, мутности обуславливается тем, что в холодный период продукты выветривания с поверхности водосбора в русло почти не поступают вследствие отсутствия поверхностного стока. Характерно, что мутность воды в Каранкуле в марте, апреле и мае возрастает соответственно увеличению жидкого расхода. После прохождения пика паводка уменьшение расхода воды сопровождается быстрым осветлением воды, в результате чего при одинаковых расходах мутность воды в период подъема уровней больше, чем в период спада.

В дни выпадения осадков мутность воды в реке превышает мутность в погожие дни в несколько раз, хотя расходы воды близки. Это происходит потому, что в условиях горных рек основной источник пополнения стока наносов — продукты выветривания, смытые со склонов бассейна поверхностным стоком.

При отсутствии сведений о стоке влекомых наносов можно использовать кривую среднемесячного гидрографа воды и наносов для предварительного определения расхода донных наносов рек, сходных с р. Каранкуль.

Необходимо обратить внимание на то, что содержание наносов в воде меняется непропорционально изменению расхода воды в реке. Поэтому при вычислении расхода наносов и построении графика использование данных среднедекадных и среднесуточных расходов

приводит к ошибкам. Величины расхода наносов можно вычислять лишь на основе разовых наблюдений за расходами воды в реке. Однако наиболее удовлетворительные результаты получаются при использовании связи между удельным содержанием донных наносов и расходом воды.

$$p_g = 10,82 \cdot Q^{1,3}. \quad (6)$$

Эти числовые данные постоянны для р. Каранкуль.

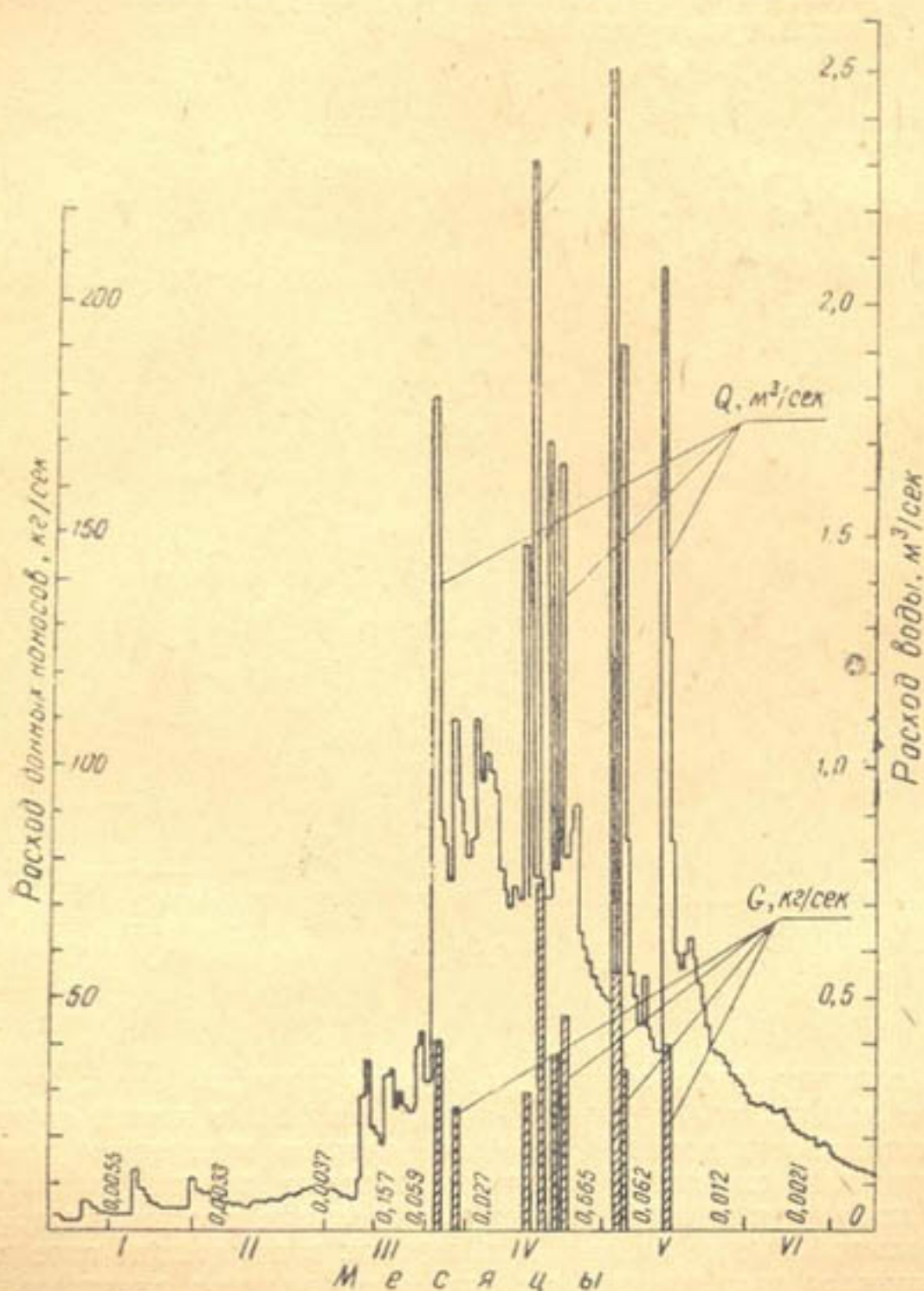


Рис. 13. Среднесуточный график расхода воды и донных наносов.

На предгорном участке из-за уменьшения уклонов и, следовательно, скоростей потока отлагаются более крупные фракции донных наносов, проносимые потоком с верхних участков. Интенсивный характер отложений наносов объясняется также тем, что в период вегетации, когда в связи с паводком отмечены особенно обильные наносы, вода часто забирается для ирригационных целей.

Во многих случаях предельное насыщение потока наносами не соответствует транспортирующей способности потока рассматриваемых участков рек.

Разнообразие условий формирования и режима твердого стока рек не позволяет составить обобщающую связь между твердым стоком и гидравлическими элементами потока, а полученные формулы подсчета расхода наносов годны только для каждой отдельной реки. Получение надежной зависимости расхода наносов горных рек еще сложнее. Расчетные формулы для наносов, полученные на основе лабораторных экспериментов, не отражают обстановку натуры, поэтому они и неприемлемы в инженерных расчетах.

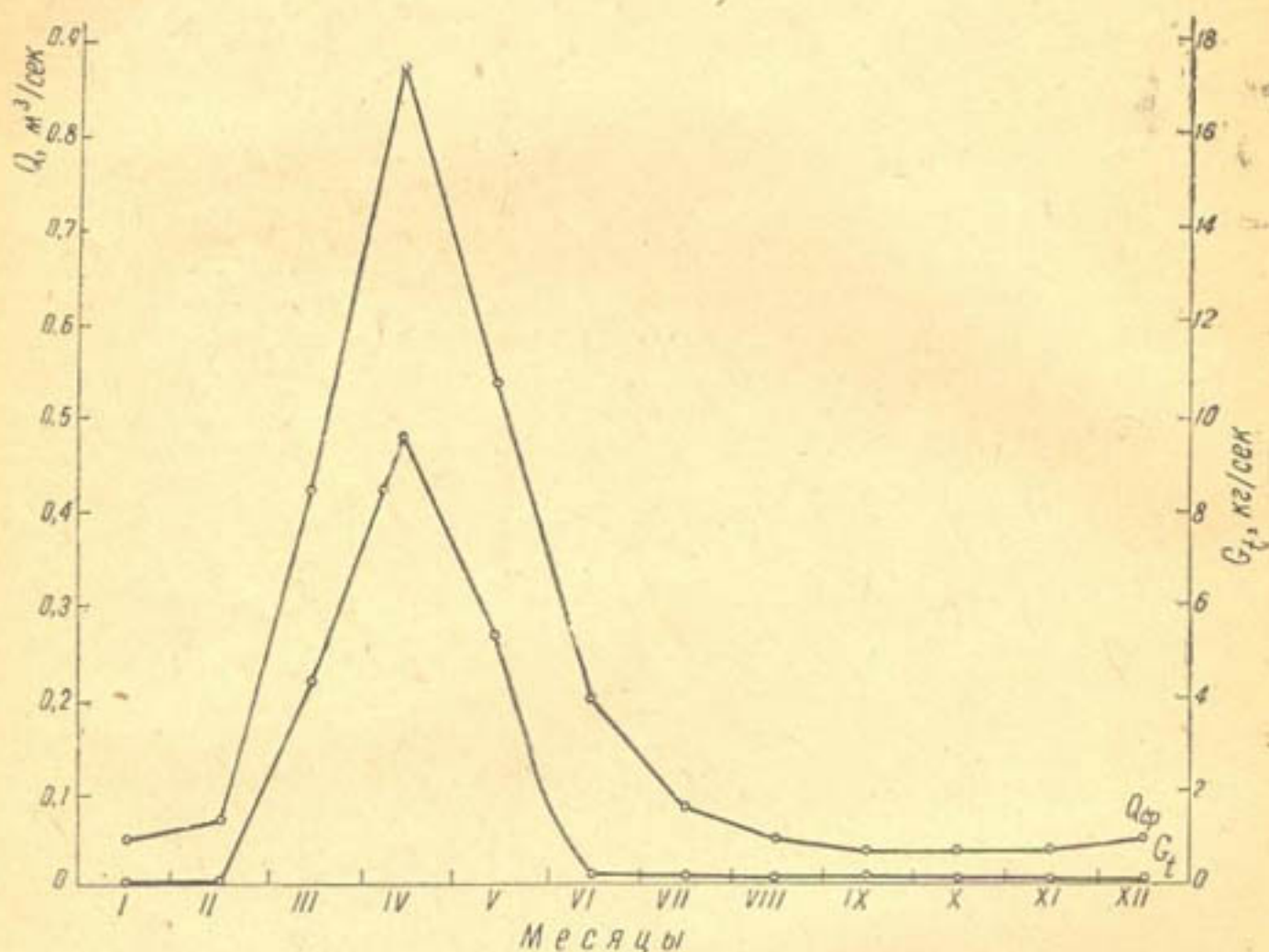


Рис. 14. График среднемесячного расхода воды и донных наносов.

На верхних участках рек с бурным течением поток взвешивает большое количество крупных наносов; некоторые камни выскакивают выше поверхности воды. Вследствие резкого изменения мгновенных пульсационных скоростей отдельные твердые частицы захватываются со дна потоком и переносятся на значительные расстояния по течению на небольшой высоте от дна, а в паводок в придонном слое и по дну перемещаются крупные наносы вплоть до валунов значительных размеров, которые, как показали наблюдения, передвигаются скачкообразно. Влекомые наносы, отделившись от дна, через определенное расстояние снова падают до следующей благоприятной кинематической обстановки для их подъема. Более тяжелые частицы совершают короткие и невысокие скачки, а более мелкие поднимаются в самую толщу потока.

Во время паводка резко возрастает скорость потока. Характерно, что в начале паводка движутся более мелкие наносы ($d=1-10$ мм);

с возрастанием расхода воды увеличивается скорость потока, усиливается его транспортирующая способность и потоком переносятся крупные наносы диаметром до 0,50 м.

ВОДНЫЙ РЕЖИМ

В паводок гидравлические элементы бурного потока имеют определенные значения, тогда как в межень из-за невозможности правильного измерения размеров потока трудно получить величину средних гидравлических элементов его.

Таблица 3

Дата	Q , м ³ /сек	w , м ²	$v_{ср}$, м ³ /сек	v_{max} , м ³ /сек	B , м	$h_{ср}$, м	h_{max} , м	I	$Fr_{ср}$	Fr_{max}
Джебоглысу, 1947 г.										
21.IV	4,35	3,08	1,41	2,26	9,5	0,32	0,46	0,034	0,634	1,130
15.V	5,38	3,29	1,64	2,45	9,5	0,35	0,46	0,036	0,780	1,333
16.V	10,7	4,77	2,24	2,81	9,5	0,50	0,56	0,034	1,020	1,440
20.VII	5,35	3,48	1,54	2,57	9,5	0,37	0,52	0,037	0,653	1,290
Джебоглысу, 1953 г.										
10.V	8,50	4,38	1,94	3,16	8,9	0,50	0,58	—	0,767	1,69
3.VI	7,82	4,43	1,77	3,33	8,8	0,50	0,65	0,020	0,637	1,584
Акташ, 1953 г.										
4.III	3,38	2,07	1,63	2,10	4,5	0,46	0,53	0,026	0,590	0,848
4.III	6,60	2,93	2,25	2,74	4,7	0,62	0,75	0,038	0,830	1,02
22.III	7,11	3,03	2,35	2,97	4,7	0,67	0,85	0,046	0,880	1,05
Паркентсай, 1953 г.										
5.V	17,0	6,4	2,66	4,00	14,5	0,44	1,04	—	1,75	1,73
	14,7	6,04	2,43	3,33	14,4	0,42	1,01	—	1,44	1,19
	12,9	5,08	2,54	4,00	14,4	0,35	0,94	—	1,59	1,92
	10,20	4,45	2,29	3,33	14,3	0,31	0,88	—	1,81	1,43
Мазарсай, 1953 г.										
5.V	2,62	1,37	1,91	2,94	3,5	0,39	0,50	0,035	1,005	1,93
6.V	2,14	1,14	1,88	2,88	3,5	0,33	0,44	0,035	1,21	2,11
15.V	1,72	1,15	1,50	2,17	3,5	6,33	0,49	0,037	0,77	1,075
Каранкуль, 1958 г.										
10.V	0,45	0,425	1,06	1,90	2,68	0,159	0,275	0,037	0,714	1,339
19.IV	0,550	0,490	1,13	2,10	2,90	0,169	0,290	0,039	0,707	1,413
18.V	0,635	0,560	1,13	2,60	3,50	0,160	0,250	0,037	0,815	2,750
22.IV	0,840	0,620	1,36	2,20	2,55	0,243	0,410	0,038	0,776	1,206
15.IV	0,960	0,635	1,51	2,60	2,45	0,259	0,380	0,038	0,897	1,820

При анализе материалов УГМС мы дополнительно изучили прилегающие к существующим гидрометрическим створам участки русла. Для оценки гидравлического режима рек подсчитали число Фруда, характеризующее кинетичность потока на горных участках в паводок. Эта величина для средней глубины по сечению и стрежневой глубины имеет равное значение (табл. 3):

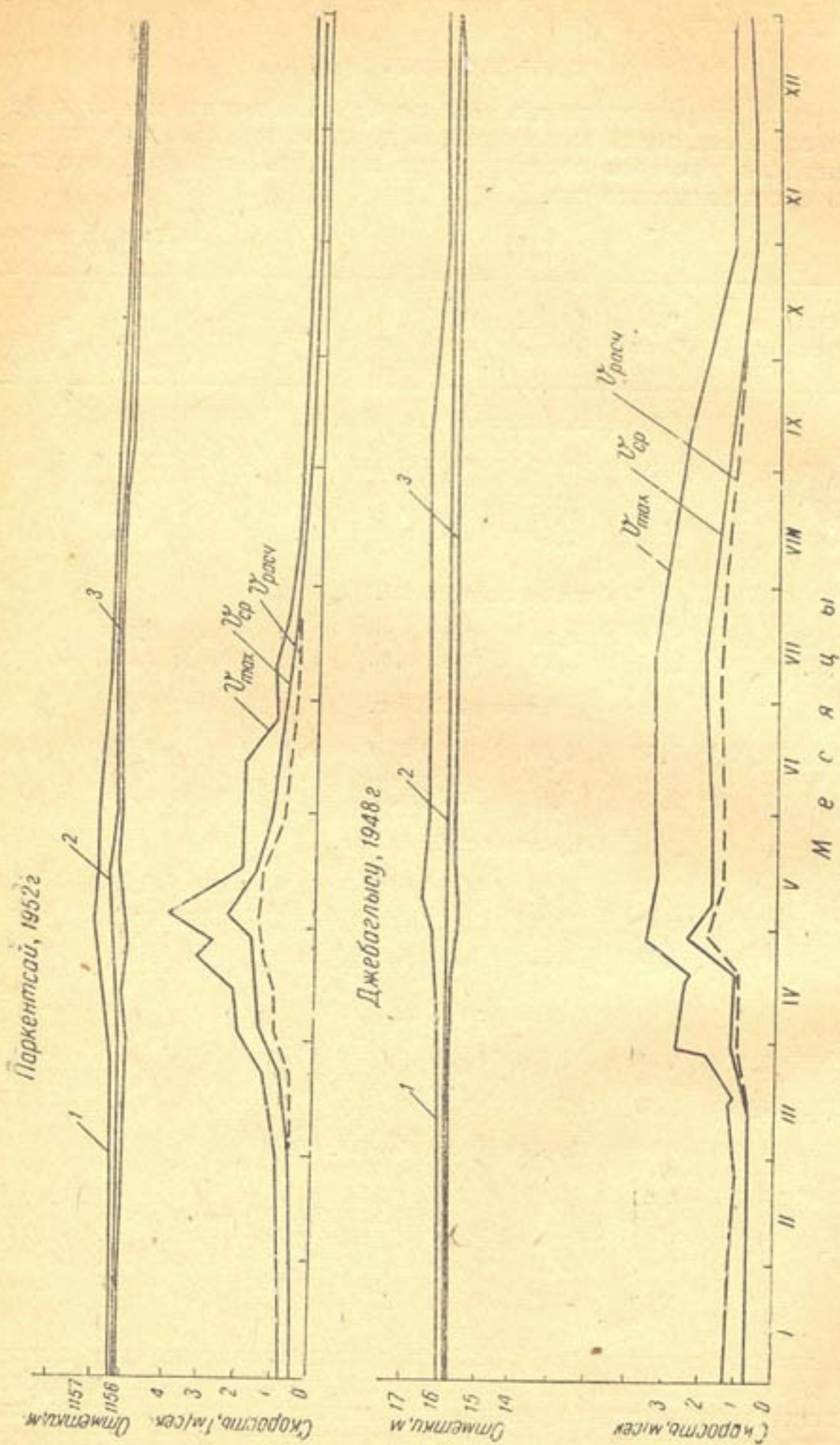


Рис. 15. Графики изменения средней, максимальной и расчетной скоростей потока, а также степень деформации дна с увеличением расходов воды.

$$Fr_{cp} = \frac{v_{cp}^2}{v \cdot h_{cp}}; \quad Fr_{max} = \frac{v_{max}^2}{gh_{max}} \text{ и выше,}$$

что объясняется значительно меньшей шероховатостью в стрежневой части потока за счет движения наносов, так как более мелкие фракции наносов со стрежневой части заполняют и выглаживают промежутки между крупными наносами (каменьями).

Все это увеличивает скорости потока в русле. Спад паводка сопровождается вымыванием, увлечением потоком мелких донных наносов и усилением относительной шероховатости дна.

Описанное явление отражено на рис. 15, где для различных рек показано изменение средней и максимальной скоростей потока во времени, а также средняя скорость, подсчитанная по обычной формуле гидравлики при заданной величине n по шкале шероховатости.

На тех же графиках показана степень деформации дна с увеличением расходов.

Анализ проведенных кривых показывает, что при нарастании паводка до определенной величины дно не размывается и уровень воды поднимается вверх. В это время река несет такое количество наносов, которое отвечает транспортирующей способности потока. Дальнейшее нарастание расхода размывает русло. Ход нарастания паводка опережает ход мутности, так как поток, имея избыток энергии, размывает дно для полного использования своей транспортирующей способности.

При спаде паводка с уменьшением транспортирующей способности потока дно нарастает.

На горных реках сильной деформации не наблюдается из-за устойчивости ложа реки, обычно сложенного крупными обломочными материалами и камнями.

Как показали наблюдения 1959 г. (рис. 8—10), такое русло деформируется только при больших внезапных паводках, избытке влекущей силы потока, которая могла бы перемещать камни и валуны, слагающие дно горной реки. В этом случае особо важное значение имеет правильное установление величины и размеров руслоформирующего расхода и объема наносов.

В заключение отметим, что коэффициент Шези C (или шероховатости n), иначе говоря сопротивление русла при движении потока в зависимости от гидрографа реки, изменяется в значительных пределах, которые должны быть учтены в инженерных расчетах по деформации русел рек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Великанов М. А. Движение наносов, М., Речиздат, 1948.
2. Умаров А. Ю. Наносный режим р. Каранкуль, В сб.: «Вопросы энергетики, гидротехники и горного дела», АН УзССР, 1961.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
А. З. Захидов. Об энергетической эффективности Чарвакской ГЭС	6
Р. Р. Абдураупов. К вопросу расчета прорывной волны по сухому руслу	9
В. Е. Тузов. Некоторые результаты полевых исследований деформации русла приустьевых участков р. Вахш	15
А. М. Мухамедов, А. В. Бочарин. О плотных потоках в условиях Нурекского водохранилища	21
М. Б. Селяметов, Б. Г. Маллаев. Результаты модельных исследований промывов отложений верхнего бьефа средненапорного гидроузла	25
Х. А. Ирмухамедов. О процессе вовлечения наносов в турбинные водоводы средненапорной ГЭС с послонной схемой водозабора	45
В. А. Скрыльников. О некоторых упрощенных методах расчета заиления подпертых бьефов гидроузлов	58
Э. М. Пилосов, Г. А. Цой. Некоторые результаты полевых исследований заиления Кайраккумского водохранилища и общего размыва русла в нижнем бьефе плотины	68
Н. Н. Сурова. Методика исследования модели участка русла Аму-Дарьи в районе проектируемого Тахнаташского водозаборного гидроузла	74
Н. Н. Сурова. К вопросу прогноза величины местного размыва за крупными гидроузлами на равнинных реках	83
Ю. М. Нурмухамедов. Некоторые предварительные результаты лабораторных исследований последовательного двухстороннего водозабора	91
Б. Е. Милькис, М. С. Саатов. Радиационный баланс Каттакурганского водохранилища	99
Б. Е. Милькис, Л. П. Могильников. Величина испарения с поверхности грунта, обнаженной в период сработки водохранилища	104
М. П. Мухтаров. К вопросу изучения аэрации потоков	115
Ю. М. Кузьминов. Равноустойчивое поперечное сечение русла	118
А. М. Мухамедов, А. Ю. Умаров. К исследованию режима потока и движения наносов на горных участках рек	124