

Н. В. ЧУРАЕВ, Н. И. ИЛЬИН

РАДИОИНДИКАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

АТОМИЗДАТ • 1967

Н. В. ЧУРАЕВ, Н. И. ИЛЬИН

**РАДИОИНДИКАТОРНЫЕ
МЕТОДЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ДВИЖЕНИЯ
ПОДЗЕМНЫХ
ВОД**



АТОМИЗДАТ
МОСКВА 1967

В книге рассмотрены теоретические основы радиоиндикаторных методов исследования грунтовых потоков, результаты их лабораторной проверки, методика проведения полевых радиоиндикаторных измерений. Дан обзор последних работ, посвященных применению радиоиндикаторных методов в гидрогеологии, гидрологии и гидротехнике. Значительное место занимает описание исследований, проведенных авторами книги.

Книга предназначена для научных сотрудников, инженеров и техников, занимающихся исследованиями передвижения влаги в почвах, грунтах и гидротехнических сооружениях. Изложенные в ней новые методы исследования движения подземных вод окажутся полезными при решении задач, связанных с мелиорацией и строительством сооружений.

Глава I

ТЕОРИЯ РАДИОИНДИКАТОРНЫХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОТОКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Для измерения скоростей движения подземных вод, вскрытых буровыми скважинами, издавна использовались индикаторные методы, основанные на наблюдениях за передвижением введенного в скважину электролита или красителя [1—4]. Однако применение этих методов было ограниченным из-за высоких сорбционных потерь индикатора, а также в связи с изменением свойств фильтрующейся воды и самой породы, вызванным введением индикатора, который для возможности его регистрации должен был иметь высокую концентрацию.

Новое развитие эти методы получили после появления радиоактивных индикаторов. Концентрация таких индикаторов весьма низкая, но ее можно измерять с высокой точностью в небольших по объему пробах. Радиометрическую аппаратуру можно применять как в лабораторных, так и в полевых условиях, причем имеется возможность непрерывной записи концентрации индикатора.

Радиоактивные изотопы, которые могут быть использованы для мечения потоков подземных вод, должны удовлетворять следующим требованиям: иметь достаточную для последующего обнаружения индикатора энергию излучения и период полураспада T , соизмеримый с длительностью наблюдений; хорошо растворяться в воде; иметь невысокую стоимость; слабо адсорбироваться и быть радиационно безопасными. Большая часть этих требований может быть легко удовлетворена, так как ассортимент выпускаемых атомной промышленностью радиоактивных изотопов и соединений весьма разнообразен [5] и продолжает все время расширяться.

Наиболее серьезным из перечисленных условий является выбор несорбирующегося породой радиоактивного индикатора. Так как физико-химические свойства горных пород весьма разнообразны, выбор наилучшего соединения должен быть сделан с учетом конкретных условий опыта.

Результаты многочисленных исследований сорбционных свойств различных пород приводят к выводу, что наиболее удачными следует считать такие соединения, как KJ и NaJ с радиоактивным изотопом J^{131} ($T=8,1$ суток) и $NaBr$ с Br^{82} ($T=1,5$ суток). В породах с невысоким содержанием карбонатов и торфах лучшие результаты дает Na_2SO_4 с S^{35} ($T=87$ суток). При работе в полевых условиях удобнее использовать индикаторы, сбладающие проникающим γ -излучением (J^{131} , Br^{82} , Co^{60} и др.). Их концентрацию можно измерить с помощью погружаемых в скважины зондов с детекторами радиоактивного излучения. Измерять концентрации слабых β -излучателей (S^{35} , H^3) можно только путем отбора проб воды из скважин или грунта и их последующего радиометрического анализа.

Новым направлением является использование хелатных соединений, позволяющее переводить в неионную форму такие удобные в смысле регистрации γ -излучающие изотопы, как Co^{60} , Cr^{51} , Sb^{124} [6, 7].

Несомненно, лучшей меткой потока подземных вод является дейтериевая вода (HDO) или тритиевая вода (HTO). Их широкому распространению препятствует относительная сложность подготовки препаратов и аппаратуры для измерения концентрации. Однако прогресс в области жидкостной сцинтилляционной радиометрии, газовых пропорциональных счетчиков, инфракрасной и масс-спектрометрии, по-видимому, в ближайшее время устранил это препятствие. Следует особо отметить преимущества (в смысле радиационной безопасности) тяжелой воды HDO , содержащей стабильный изотоп водорода. Потери метки в результате изотопного обмена с водородом связанной (или неподвижной) воды и водородом твердой фазы породы могут быть оценены в предварительных исследованиях [8, 9]. В большинстве пород они невелики [8—14].

Радиоиндикаторные методы начали широко применяться в гидрогеологических и гидротехнических иссле-

дованиях с 1950 г. За это время выполнено большое число разнообразных исследований, обзор которых можно найти в работах [15—24]. Среди последних экспериментальных исследований в этой области следует отметить работы Московского филиала Оргэнергостроя, посвященные контролю фильтрации в гидротехнических сооружениях с помощью J^{131} , концентрация которого автоматически регистрировалась в скважинах зондами на глубине до 100 м [25, 26]; исследования скоростей передвижения речных и подземных вод, проведенные Бааром с помощью того же индикатора [27], а также работы Ю. А. Полякова с сотр. [28], наблюдавших за потоками дейтериевой воды в различных почвенных горизонтах. Широкие радиоиндикаторные исследования, проводившиеся на протяжении нескольких лет в Калининском торфяном институте, завершились созданием структурной классификации осушаемых торфяных грунтов [29]. Начаты исследования процессов фильтрации в неосушенных торфяных массивах [30]. Проблеме применения радиоактивных индикаторов в гидрологии был посвящен симпозиум МАГАТЭ, проходивший в 1963 г. в Токио [31]. На эту же тему было сделано несколько докладов на Третьей международной конференции по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1964) [32].

В результате использования радиоактивных индикаторов повысилась точность измерений расхода и скорости потока подземных вод. А это привело к необходимости уточнить некоторые расчетные формулы, применявшиеся ранее для красителей и солевых индикаторов. Некоторые специфические свойства радиоактивных индикаторов потребовали также внесения соответствующих изменений в методику проведения измерений, в способы обработки и интерпретации результатов наблюдений. Разнообразнее стали и сами индикаторные методы.

Метод наблюдений за изменением концентрации индикатора в одиночной скважине (метод разбавления)

Впервые этот метод был предложен в 1916 г. Д. И. Кочериным [33] и описан позднее Г. Н. Каменским [1]. В 30-х годах Н. А. Огильви [34] осуществил

экспериментальную проверку метода. Его результаты были близки к результатам по методу откачек. Современная теория электролитического метода определения скоростей фильтрации подземных вод изложена в монографии Н. А. Огильви и Д. И. Федоровича [34] и в некоторых других работах.

Индикатор вводится в пробуренную скважину и равномерно в ней распределяется. После этого ведут наблюдения за изменением его концентрации c во времени опыта τ . Приравнявая количество индикатора $cq d\tau$, вынесенное потоком из скважины, изменению содержания индикатора $V_0 dc$ в объеме скважины V_0 , получаем дифференциальное уравнение, решение которого для случая постоянного расхода потока подземных вод q имеет следующий вид:

$$q = \frac{V_0}{\tau} \ln \frac{c_0}{c}, \quad (1)$$

где c_0 — концентрация индикатора в скважине при $\tau=0$. Аналогичные расчетные формулы были получены позднее разными авторами [35—42]. По фамилии автора в немецкой литературе этот метод называют методом Мозера (1957), а в английской — методом Раймонда (1957). Расчетная формула (1) часто используется для практических расчетов скоростей фильтрации [36, 37, 43—47].

Однако еще в 1948 г. С. А. Коль [48] заметил, что уравнение (1) не учитывает искажения линий тока вблизи скважины. Теоретическое исследование этого вопроса привело его к выводу, что расход воды через скважину, который и регистрируется индикаторным методом, вдвое превышает расход воды, протекающей через равное сечение породы. Необходимость введения поправки была позднее теоретически обоснована и другими исследователями [41, 42, 49]. В работах Н. А. Огильви эта задача получила наиболее полное решение, учитывающее не только искажение потока скважиной, но и сопротивление фильтра [34]. С учетом этих поправок расчетное уравнение метода разбавления должно быть записано так:

$$q = \frac{V_0}{\epsilon \tau} \ln \frac{c_0}{c}, \quad (2)$$

где ϵ — коэффициент, учитывающий нарушение потока скважиной.

Для цилиндрических скважин с чистыми стенками без обсадки принимается $\epsilon=2$ [4, 34, 41, 48—51]. В случае обсаженных скважин ϵ зависит также от сопротивления и просвета фильтра. При достаточно высокой пористости фильтра (более 0,6—0,7) и малом гидравлическом сопротивлении значения ϵ для радиоактивных индикаторов практически не отличаются от 2 [41, 50]. В работе [34] получена теоретическая зависимость коэффициента ϵ от значений $\nu=R/r$ (R и r —внешний и внутренний радиусы фильтра соответственно) и $\mu=K_{\phi}/K$ (K_{ϕ} и K —коэффициенты фильтрации засыпки фильтра и фильтрующей породы соответственно):

$$\epsilon = \frac{4\mu\nu^2}{\mu - 1 + (\mu + 1)\nu^2} \quad (3)$$

Как видно из этой формулы, для того чтобы коэффициент ϵ оставался постоянным и равным двум, ν должно быть близко к единице. Таким образом, скважины для индикаторных опытов следует оборудовать тонкими сетчатыми или дырчатыми фильтрами. Еще лучше использовать необсаженные скважины, где всегда $\nu=1$. Однако в таких скважинах роль фильтра может играть тонкая заглинизированная корочка на стенках. Н. А. Огильви и Д. И. Федорович считают, что для хорошо прокачанных скважин можно принимать $\epsilon=2$. Для малопроекачанных скважин, пройденных колонковым бурением, $\epsilon=1$, а с глинистой промывкой $\epsilon=0,3—0,6$ [34].

В том случае, когда вместо скважин используются шурфы прямоугольного сечения, величина ϵ должна быть установлена экспериментально. Для шурфов, полностью перерезающих фильтрационный поток (например, в лотках, фильтрационных трубках), $\epsilon=1$ [51]. Дальнейшие выкладки делаются для чистых необсаженных скважин, для которых точно выполняется условие $\epsilon=2$.

При выводе уравнений (1) и (2) расход подземного потока был принят постоянным. При нестационарном потоке можно использовать уравнение разбавления

$$V_0 dc = -cdV,$$

где V — объем воды, прошедшей через скважину. Решение этого уравнения дает

$$V = V_0 \ln \frac{c_0}{c} . \quad (4)$$

Средний расход потока за время $\Delta\tau$ с учетом поправки С. А. Коля $\epsilon=2$ будет

$$\bar{q} = \frac{V}{2\Delta\tau} . \quad (5)$$

Эксперименты подтвердили пригодность этой расчетной формулы для нестационарного потока подземных вод [52].

В качестве второго предположения принято, что в скважине происходит идеальное смешение поступающей чистой воды с раствором индикатора и что из скважины вытекает вода со средней во всем ее объеме концентрацией. В этой связи возникает необходимость постоянного перемешивания (механического или за счет конвекции) воды в скважине [18, 39, 41, 48, 50]. Однако в ряде случаев применяют перемешивание лишь после впуска индикатора [36, 37]. Более подробно этот вопрос рассматривается в гл. II. Здесь следует лишь отметить, что невыполнение второго предположения может привести к существенным ошибкам [50, 51].

Уравнения (2) и (5) не учитывают влияния молекулярной диффузии индикатора на результаты измерений. Поэтому их можно применять лишь при достаточно высоких скоростях передвижения подземных вод, превышающих 0,1—0,2 см/сутки [18, 41]. Если скорости фильтрации малы, необходимо использовать более точные решения, полученные с учетом конвективной диффузии индикатора в пористой среде [53, 54]. При некоторых упрощающих предположениях это приводит к следующей зависимости между расходом потока и концентрацией индикатора c в скважине:

$$q = \left(\frac{4Ds}{\tau} \ln \frac{W_s}{2\pi D\tau c} \right)^{1/2} , \quad (6)$$

где s — площадь вертикального сечения скважины, равная dh (d — диаметр скважины, h — высота меченого слоя воды); W — количество введенного индикатора.

Коэффициенты конвективной диффузии здесь могут быть заменены известными значениями коэффициентов молекулярной диффузии индикатора D в воде, поскольку изменение концентрации c в скважине будет определяться преимущественно молекулярной диффузией метки из объема скважины в прилегающие слои породы. Конвективное же рассеяние метки может, как известно, заметно проявляться при движении воды в пористых средах на больших расстояниях от места запуска и при высоких скоростях потока.

При отсутствии течения воды через скважину изменение концентрации индикатора в ней вследствие одной лишь молекулярной диффузии происходит в соответствии с уравнением

$$\frac{c}{c_0} = 1 - \exp\left(-\frac{d^2}{16D\tau}\right), \quad (7)$$

полученным в результате решения уравнения диффузии [34]. Уравнение (7) можно использовать для оценки возможного влияния молекулярной диффузии индикатора на результаты наблюдений.

В работе [38] влияние молекулярной диффузии и поглощения метки породой учитывается введением второго члена в правую часть уравнения (1), равного $(-V_0k)$, где k — некоторый постоянный коэффициент. Поправку подобного рода предлагает вводить также Б. К. Матвеев [55]. Однако это предложение нуждается в экспериментальной проверке.

Метод наблюдений за изменением концентрации радиоактивного индикатора в одиночной скважине является одним из наиболее перспективных методов определения расхода потока подземных вод и скорости фильтрации $v = \frac{q}{s}$. В отличие от других методов здесь не требуется предварительно определять направление потока и измерять разность напоров. Существенным является также использование только одной скважины для проведения измерений.

К преимуществам радиоиндикаторного метода по сравнению с электролитическим относится и практическое отсутствие осмотической циркуляции, влияние которой при использовании электролитов с концентрацией 5—10 г/л эквивалентно потоку подземных вод со ско-

ростью 0,2—0,4 м/сутки [34]. Исчезающе малая концентрация радиоактивной метки в воде снимает этот эффект, затрудняющий интерпретацию результатов резистивиметрического каротажа.

Следует отметить, что сорбция радиоактивного индикатора породой при работе по рассматриваемому методу почти не сказывается на результатах измерений. Изменение регистрируемой концентрации может происходить в результате поглощения индикатора в основном только стенками скважины. Эти потери значительно меньше, чем поглощение при фильтрации через пористую среду, обладающую развитой удельной поверхностью.

Для снижения сорбционных потерь рекомендуется вводить носитель (нерадиоактивный индикатор того же химического состава) [17, 56]. Однако это может привести к неравномерному распределению индикатора по глубине скважины [26, 43].

Впрочем, как раз адсорбцию индикатора на стенках скважины предлагается использовать для определения другого параметра — направления движения подземных вод. Оно должно совпадать с расположением участков с наибольшей удельной активностью на стенках скважины, регистрируемой с помощью погружаемого в нее зонда. Для этих измерений следует использовать хорошо поглощающиеся данной породой γ -радиоактивные соединения.

Непосредственно после введения индикатора в скважину и перемешивания изменение его концентрации в некоторых случаях не следует теоретическим зависимостям (2) и (4). Длительность этого периода обычно невелика. Это явление объяснялось сорбцией метки стенками скважины [43] или незавершенностью ее равномерного распределения [50]. Можно предположить также, что в начале опыта заметнее всего проявляется влияние диффузии индикатора, уменьшающееся по мере снижения разности концентраций индикатора в скважине и окружающей ее воде. Поэтому расчеты расхода q по уравнению (2) должны вестись только по линейным участкам зависимостей $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$, когда изменение концентрации метки вызвано одним лишь эффектом разбавления.

Другим источником ошибок может быть вертикальное движение воды в скважине, вызванное разностью напоров в отдельных водоносных горизонтах, которые она вскрывает. В этой связи для повышения точности измерений лучше применять обсаженные скважины с изолированными от остального объема фильтрующими частями. Так, в работах [32, 50] описывается конструкция перемещающегося в скважине зонда, с помощью которого ведутся наблюдения за изменением концентрации индикатора в изолированной резиновыми уплотнениями секции (см. рис. 20). Для измерения скорости вертикального движения воды в необсаженной скважине проводят наблюдения за прохождением волны радиоактивности с помощью нескольких детекторов, установленных на разной глубине [45].

Радиоиндикаторный метод позволяет вести систематические наблюдения за режимом потока подземных вод, а также пробные разовые измерения послойных значений расхода и скорости фильтрации.

Зондовый односкважинный метод определения направления и скорости потока подземных вод

При работе по этому методу в скважину вводится раствор γ -радиоактивного индикатора (J^{131} , $Bг^{82}$, Co^{60}). Затем с помощью зонда (рис. 1) ведутся наблюдения за распределением радиоактивного индикатора, вынесенного фильтрационным потоком из скважины. Зонд, состоящий из детектора γ -излучения 2 и свинцового коллиматора 1, перемещается в скважине

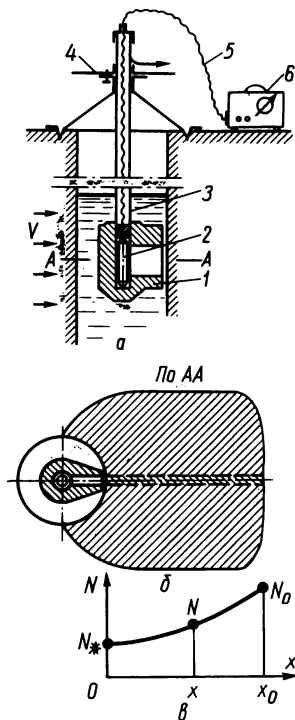


Рис. 1. Зонд для измерений концентрации вынесенного из скважины радиоактивного индикатора (а), разрез по АА (б) и расчетная схема (в).

с помощью штанг 3. Угол поворота зонда относительно вертикальной оси отмечается по указательному лимбу 4. Детектор соединяется кабелем 5 с батарейным полевым радиосметром 6, регистрирующим скорость счета импульсов.

Распределение удельной активности воды в грунте для времени τ после начала опыта показано на рис. 1, в. Здесь N_* — активность воды в скважине; N — активность на расстоянии x . Детектор в зонде регистрирует интенсивность излучения, пропорциональную

$$I = k \int_0^x N e^{-\mu' \rho x} dx, \quad (8)$$

где k — коэффициент, учитывающий геометрические условия радиометрических измерений; μ' — массовый коэффициент поглощения γ -излучения породой; ρ — плотность породы. Значения N можно найти из уравнения (2), подставив в него $\Delta\tau = x/v$ — время, за которое активность индикатора в скважине изменилась с N до N_* . Тогда

$$N = N_* \exp\left(-\frac{2sx}{V_0}\right), \quad (9)$$

где s — площадь вертикального сечения скважины. Подставив соотношение (9) в (8) и проинтегрировав его, получим

$$I = \frac{kN_*}{\frac{2s}{V_0} - \mu' \rho} \left[\exp x_0 \left(\frac{2s}{V_0} - \mu' \rho \right) - 1 \right]. \quad (10)$$

Так как за время τ активность индикатора в скважине меняется от N_0 (начальная активность индикатора при $\tau=0$) до N_* , то

$$N_* = N_0 \exp\left(-\frac{2s v \tau}{V_0}\right). \quad (11)$$

За это же время τ меченая вода проходит путь, равный

$$x_0 = v\tau/n, \quad (12)$$

где v — скорость фильтрации; n — пористость породы. Подставив значения N_* и x_0 в выражение (10), получим

$$I = \frac{kN_0 \exp(-2s v \tau / V_0)}{\frac{2s}{V_0} - \mu' \rho} \left\{ \exp \left[\frac{v\tau}{n} \left(\frac{2s}{V_0} - \mu' \rho \right) \right] - 1 \right\}. \quad (13)$$

Анализ этого решения показывает, что зависимость $I(\tau)$ проходит через максимум, положение которого при прочих равных условиях определяется величиной скорости фильтрации. В начале опыта значение I растет в связи с проникновением в породу все большего количества индикатора. Последующее снижение I вызвано удалением от детектора зоны с максимальной активностью (см. рис. 1, в). Рассчитанный по уравнению (13) график зависимости $I(\tau)$ показан на рис. 2.

Из условия $\frac{dI}{d\tau} = 0$ найдем

$$v = \frac{n}{(ns/V_0 - \mu'\rho) \tau_{\max}} \ln \frac{n}{n + (V_0 \mu' \rho / sn) - 1} = \frac{C}{\tau_{\max}}, \quad (14)$$

где τ_{\max} — время, отвечающее максимуму регистрируемой интенсивности излучения. Константа C может быть рассчитана по известным значениям n , s , V_0 , μ' и ρ . Однако проще определить ее путем тарировки прибора, так как трудно точно учесть влияние геометрических условий радиометрических измерений и поглощающие свойства породы.

Поворачивая зонд в скважине, устанавливают вначале по максимальной скорости счёта импульсов направление потока подземных вод. Закрепив зонд в этом положении, снимают зависимость $I(\tau)$ и по максимуму I и уравнению (14) рассчитывают скорость фильтрации. Для того чтобы на показания прибора не влияло излучение индикатора, находящегося в скважине, детектор экранируют свинцом и оставляют минимальный зазор между окном зонда и стенкой скважины.

Измерения можно вести на разной глубине скважины. Зондовый метод дает возможность одновременно определять направление и скорость потока подземных вод с помощью одной скважины. Следует, однако, отме-

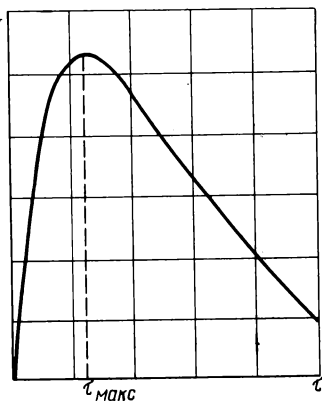


Рис. 2. Теоретическая зависимость регистрируемой зондом интенсивности излучения I от времени наблюдений τ .

тить, что этот принципиально намеченный метод нуждается в более детальной теоретической разработке и аппаратурном совершенствовании.

Метод наблюдательных скважин в однородных породах

Метод наблюдательных скважин является одним из наиболее часто применяющихся в гидрогеологических исследованиях [1—4]. В одну из скважин вводится определенное количество индикатора, затем регистрируется его появление в другой (наблюдательной) скважине, отстоящей от скважины запуска в направлении движения потока на расстоянии L . Для расчетов средней скорости движения подземных вод

$$u_{\text{ср}} = L/\tau_p \quad (15)$$

необходимо знать время τ_p прохождения индикатором расстояния L с этой скоростью.

Большая часть исследователей придерживается мнения, что расчеты следует вести по времени прохождения максимальной концентрации индикатора [1, 2, 4, 47, 59—61]. Однако Сликтер [1], желая учесть влияние диффузии индикатора, предлагал в качестве τ_p принимать среднее время между $\tau_{\text{макс}}$ и моментом появления индикатора в наблюдательной скважине τ_0 . Эту точку зрения разделяет и Г. В. Богомоллов [3].

Исходя из параболического закона распределения скоростей в порах породы при ламинарном течении и учитывая неоднородность скоростей в различных по размерам порах, Г. Н. Каменский [1] считал, что точнее находить сначала максимальную скорость движения

$u_{\text{макс}} = \frac{L}{\tau_0}$, а затем рассчитывать по ней $u_{\text{ср}} = \frac{u_{\text{макс}}}{2}$.

Монтенс [62] и другие авторы определяют среднюю скорость движения потока по времени прохождения через наблюдательный пункт половины всего количества метки. Некоторые авторы используют для расчетов скорости движения воды момент появления индикатора в наблюдательной скважине [25, 26, 63].

Инструкция Гидроэнергопроекта [64] дает компромиссное решение этого вопроса. В ней записано, что

если скорость движения воды определяется для расчета водоснабжения, то ее надо находить по $\tau_{\text{макс}}$, т. е. с некоторым запасом. Если значения u служат для расчета притока воды к котлованам, то они должны подсчитываться по τ_0 , т. е. с заведомым преувеличением.

Разнообразие этих рекомендаций связано с различным толкованием причин изменения концентрации индикатора M в наблюдательной скважине в ходе опыта. Характер получаемой экспериментально кривой $M(\tau)$ (рис. 3) объяснялся диффузией индикатора, влиянием сорбции и распределения пор породы по размерам.

Одно из первых решений, учитывающих молекулярную диффузию индикатора в потоке подземных вод, было получено в работе [65]. Анализ решения привел ее авторов к выводу, что $\tau_p = \tau_{\text{макс}}$. Эти результаты опровергали теорию Сликтера и подтверждали правильность расчетов по максимуму концентрации. Затем в работах Н. Н. Биндемана [66] и В. Н. Майдебора [67] была сделана попытка учесть влияние распределения пор по размерам. Эти исследования привели, однако, к различным результатам: в работе [66] было показано, что $\tau_p < \tau_{\text{макс}}$, а в работе [67] получено $\tau_p = \tau_{\text{макс}}$. Имевшиеся экспериментальные данные контрольных измерений [68—70] явно указывали на то, что в условиях этих опытов рассчитанные по $\tau_{\text{макс}}$ скорости движения всегда были меньше средних ($\tau_p < \tau_{\text{макс}}$).

Решить задачу о прохождении индикатора через наблюдательную скважину с учетом всех перечисленных факторов действительно очень сложно. Так, по мнению О. Н. Носовой [71], нельзя дать какие-нибудь определенные рекомендации, справедливые во всех случаях, для нахождения средней скорости потока по индикаторной кривой $M(\tau)$, так как характер распределения скоростей заранее неизвестен и может быть разным в различных породах. Естественно поэтому, что нужны какие-то упрощающие предположения. Здесь могут быть намечены два пути.

Первый относится к случаю близкого расположения пусковой и наблюдательной скважин (L мало), когда влиянием молекулярной и конвективной диффузии метки можно пренебречь. Так, на расстоянии 1,5 м от пусковой скважины ширина активной зоны увеличивалась всего на 7% [26], в то время как на больших расстоя-

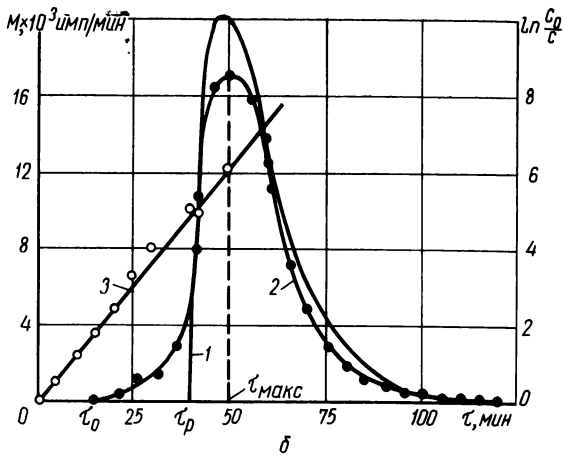
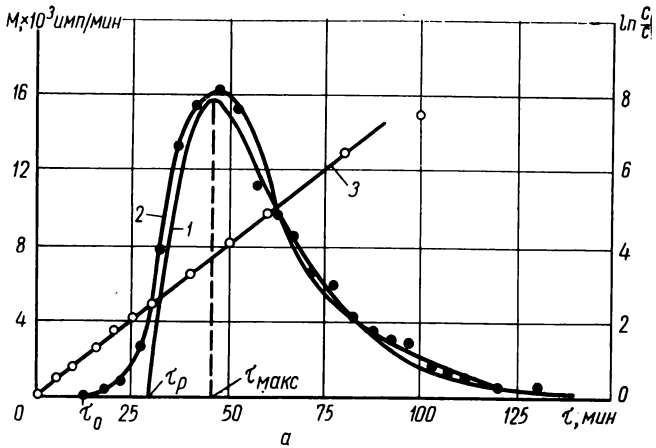


Рис. 3. Графики изменения концентрации индикатора M в наблюдательной скважине во времени опыта τ : a — опыт 2 из табл. 6; b — опыт 4 из табл. 6; 1 — теоретическая кривая $M(\tau)$ по уравнению (17); 2 — экспериментальная зависимость $M(\tau)$; 3 — график изменения концентрации индикатора в пусковой скважине $\ln c_0/c(\tau)$.

ниях ее рассеяние может быть весьма существенным [10, 72]. Как будет показано в гл. II, при малых L на ход зависимости $M(\tau)$ решающее влияние оказывает экспоненциальное изменение концентрации индикатора в пусковой скважине. При сделанных допущениях, а также предполагая, что расход потока подземных вод q является установившимся и движение воды в порах породы происходит с одной и той же средней скоростью $u_{\text{ср}}$, можно получить уравнение, описывающее изменение концентрации индикатора в наблюдательной скважине во времени опыта.

Пусть в пусковой скважине объемом V_0 концентрация индикатора равна c_0 при $\tau=0$. Тогда через время $\tau_p = \frac{L}{u_{\text{ср}}}$ в наблюдательную скважину с объемом воды V_n начнет поступать индикатор, вследствие чего концентрация воды в ней будет изменяться по некоторому закону $M(\tau)$. Поступающий в наблюдательную скважину за время $d\tau$ объем раствора dV изменит удельную активность воды в скважине на cdV , где c — концентрация индикатора в пусковой скважине в момент времени τ , изменяющаяся в соответствии с уравнением (2). Количество индикатора, унесенного потоком из наблюдательной скважины, составит MdV . Тогда можно написать дифференциальное уравнение

$$V_n dM = cdV - MdV, \quad (16)$$

характеризующее изменение количества индикатора в наблюдательной скважине. Решение этого уравнения с учетом экспоненциальной зависимости c от τ и при замене dV на qdt имеет следующий вид:

$$M = \frac{Bc_0}{B-A} (e^{-At} - e^{-Bt}), \quad (17)$$

где $B = \frac{q}{V_n}$; $A = \frac{q}{V_0}$. При дополнительном (и часто имеющем место на практике) условии равенства объемов воды в пусковой и наблюдательной скважинах, т. е. при $V_0 \approx V_n$, получим

$$M = \frac{qc_0}{V_0} t \exp\left(-\frac{qt}{V_0}\right). \quad (18)$$

Значения $t = \tau - \tau_p$ в уравнениях (17) и (18) отсчитываются с момента времени τ_p , соответствующего теоретическому появлению индикатора в наблюдательной скважине. Найдя из этих уравнений значения τ_p , можно определить $u_{\text{ср}} = \frac{L}{\tau_p}$, что и является целью метода.

На рис. 3 показаны экспериментальные кривые $M(\tau)$, полученные с помощью радиоактивного индикатора в фильтрационном лотке, и теоретические, рассчитанные по уравнению (17). Как видно из графиков, экспериментальные кривые наиболее существенно отклоняются от теоретических именно в начальной части, что затрудняет прямое нахождение τ_p на практике. Влияние неоднородности размеров пор, не учитывающееся полученными уравнениями, маскирует положение этой точки. Из опытов могут быть надежно определены лишь значения τ_0 или $\tau_{\text{макс}}$. Анализ результатов аналогичных экспериментов показывает, что положение точек максимума концентрации на теоретических и экспериментальных кривых $M(\tau)$ удовлетворительно совпадает (расхождение не более 4—5%).

Найдем значение $t_{\text{макс}}$ из условия $dM/d\tau = 0$ для уравнения (17):

$$t_{\text{макс}} = \tau_{\text{макс}} - \tau_p = \frac{\ln B/A}{B - A} \quad \text{или} \quad \tau_p = \tau_{\text{макс}} - \frac{\ln B/A}{B - A}. \quad (19)$$

Полученные выражения позволяют рассчитывать величины τ_p на основании известных из опыта значений $\tau_{\text{макс}}$. Подставив эти значения τ_p в уравнение (15), получим

$$u_{\text{ср}} = \frac{L}{\tau_{\text{макс}}} + \frac{V_0 V_H \ln \frac{V_0}{V_H}}{\varepsilon \tau_{\text{макс}} s n (V_0 - V_H)},$$

а для $V_0 \rightarrow V_H$ (20)

$$u_{\text{ср}} = \frac{L}{\tau_{\text{макс}}} + \frac{V_0}{\varepsilon \tau_{\text{макс}} s n},$$

где сохранены прежние обозначения. Как и в случае одиночной скважины, здесь учитывается поправка С. А. Коля ($\varepsilon = 2$).

Расход потока подземных вод рассчитывается по формулам:

$$q = \frac{Lns}{\tau_{\max}} + \frac{V_0 V_H \ln \frac{V_0}{V_H}}{\varepsilon \tau_{\max} (V_0 - V_H)},$$

а для $V_0 \rightarrow V_H$

$$q = \frac{Lns}{\tau_{\max}} + \frac{V_0}{\varepsilon \tau_{\max}}.$$

Максимальные скорости движения воды можно определить непосредственно на основании значений τ_0 :

$$u_{\max} = L/\tau_0. \quad (22)$$

Как видно из полученных зависимостей (20), учет экспоненциального закона изменения концентрации индикатора в пусковой скважине приводит к появлению дополнительного члена (поправки) по сравнению с обычной формулой (15). Величина этой поправки тем больше, чем ближе расположены скважины и чем больше их объем. Расчеты показывают, что для скважин диаметром 0,1 м при $L \geq 2,5$ м поправка, вносимая вторым членом формулы (20), не превышает 5%. Таким образом, полученные расчетные формулы следует применять лишь в тех случаях, когда $L \leq 2,5$ м. Такие расстояния рекомендуются, в частности, для пород с коэффициентом фильтрации $K_f = 10^{-4} - 10^{-5}$ см/сек [59] (например, для супесей, суглинков, глин и торфов) [64].

При расчетах $u_{\text{ср}}$ по уравнению (15) ошибки тем более значительны, чем меньше L . Именно по этим причинам скорости фильтрации, измеренные по τ_{\max} методом наблюдательной скважины, получаются заниженными по сравнению со скоростями фильтрации, рассчитанными по изменению концентрации индикатора в этом же опыте в пусковой скважине, особенно если расчеты ведутся по уравнению (2) при $\varepsilon = 1$. Расчет же скоростей фильтрации $v = u_{\text{ср}} n$ по уравнениям (20) и (2) при $\varepsilon = 2$ дает практически совпадающие значения для обоих методов [69, 70].

Н. Н. Биндеман [66] на основании экспериментальных работ в фильтрационных трубках получил (с уче-

том поправки С. А. Коля) эмпирическую формулу для расчета расхода подземных вод:

$$q = \frac{nLs}{\tau_{\max} \left[1 - An \left(\frac{\pi d}{4nL} \right)^k \right]} = \frac{Ls\gamma}{\tau_{\max}}, \quad (23)$$

где A и k — эмпирические коэффициенты. Для однородного песка $A=0,36$ и $k=0,67$, для разнородного $A=0,45$ и $k=1$. Значения γ табулированы (см. табл. 4). Из сравнения уравнений (21) и (23) видно, что поправка к формуле (15) вводится с помощью экспериментально определяемого коэффициента γ , растущего с уменьшением расстояния между скважинами и увеличением их диаметра.

Для больших расстояний между скважинами приведенные методы расчета неприменимы. В этом случае на первый план выступает влияние конвективной диффузии индикатора, определяющее характер зависимости $M(\tau)$. Второй путь заключается поэтому в решении уравнений конвективной диффузии, которые можно получить для однородной по структуре среды на участке между скважинами, предполагая, как и ранее, что $u_{\text{ср}} = \text{const}$. Эти решения для метода наблюдательных скважин выполнены В. Н. Николаевским [53, 54]. Если в пусковой скважине при $\tau=0$ создается мгновенный источник меченых частиц (что можно допустить, имея в виду большие L), то изменение концентрации индикатора в наблюдательной скважине будет следовать такому закону:

$$M = \frac{Ws}{2\pi\tau D_*} \exp \left[-\frac{(L-u\tau)^2}{4\tau D_*} \right],$$

где $D_* = u\lambda$ — коэффициент конвективной диффузии, зависящий от параметра пористой структуры среды λ и скорости движения воды u .

Из условия $\frac{dM}{d\tau} = 0$ найдем зависимость между скоростью потока и временем прохождения максимума концентрации τ_{\max} :

$$u_{\text{ср}} = \frac{\sqrt{L^2 + 4\lambda^2} - 2\lambda}{\tau_{\max}}. \quad (24)$$

И в этом случае время прохождения максимума концентрации в наблюдательной скважине теоретически не

соответствует времени подхода метки со средней скоростью потока: $\tau_p < \tau_{\max}$. Однако для $L \gg \lambda$, что имеет место в анализируемом нами случае, можно с хорошей точностью принять

$$u_{\text{ср}} = \frac{L}{\tau_{\max}} \quad (25)$$

и рассчитать среднюю скорость движения потока подземных вод по времени τ_{\max} , как это и рекомендовалось ранее большинством исследователей [1, 2, 4, 47, 59—61]. Отметим, что в работах [53, 54] рассмотрены и более общие случаи движения меченого потока (анизотропная среда, различное расположение скважин).

Таким образом, в зависимости от расстояния между скважинами для расчета скорости потока подземных вод можно использовать уравнения (20), (21) или (24), (25). Однако в отличие от метода разбавления для определения скорости фильтрации и расхода потока методом наблюдательных скважин надо знать пористость породы на участке наблюдений. Существенные ошибки может также внести послойная неоднородность структуры породы [71]. Все это затрудняет практическое использование метода и позволяет рекомендовать его скорее как метод определения направления потока подземных вод (по серии скважин), а не их расхода. Для последней цели лучше применять метод наблюдений за изменением концентрации в пусковой скважине.

Интересные результаты в ряде случаев может дать комбинирование двух этих методов. Так как метод наблюдений за изменением концентрации радиоактивного индикатора в пусковой скважине позволяет определять расход потока подземных вод q , а метод наблюдательных скважин — среднюю скорость движения воды $u_{\text{ср}}$, то, используя одновременно полученные данные, можно найти активную пористость породы на участке между скважинами

$$n = \frac{q}{u_{\text{ср}} S} \quad (26)$$

Радиоиндикаторный метод в такой постановке дает возможность исследовать структуру пород в естественных условиях, без выемки образцов. Применение его для исследования структурных особенностей торфяных грунтов дало обнадеживающие результаты [70, 73].

Метод наблюдательных скважин в радиоиндикаторном варианте находит все более широкое применение в гидротехнических и гидрогеологических исследованиях [10, 11, 25—27, 30, 47, 59, 63, 74—76]. Однако при его использовании следует учитывать сделанные выше замечания.

Метод наблюдательных скважин в многослойных породах

При проведении измерений методом наблюдательных скважин часто отмечалось наличие на кривой $M(\tau)$ нескольких максимумов концентрации [1, 15, 53, 58, 67]. Это объяснялось послойной неоднородностью пород. Рассмотрим этот случай вначале для двухслойной породы и для малых расстояний между скважинами.

Предположим, что слои имеют существенно различную проницаемость, в результате чего на графиках $M(\tau)$ заметны два отдельных четко выраженных максимума. Пусть по слою толщиной h_1 с большей проницаемостью, дающему первый максимум, проходит расход воды q_1 . Второй максимум образуется в результате прохождения через наблюдательную скважину расхода воды q_2 по слою толщиной h_2 с меньшей проницаемостью. Обозначим, как и ранее, через M среднюю концентрацию индикатора в наблюдательной скважине и через c — концентрацию индикатора во втекающей в нее воде. Тогда расход воды q_1 внесет в наблюдательную скважину за время $d\tau$ $cq_1 d\tau$ индикатора, причем c изменяется в соответствии с уравнением (2). За это же время из наблюдательной скважины уйдет некоторое количество индикатора, равное $MQ d\tau$, где $Q = q_1 + q_2$.

Пользуясь методами, изложенными ранее, получим уравнение, которое определяет изменение концентрации индикатора в наблюдательной скважине, вызванное переносом метки по слою с большей проницаемостью:

$$M_1 = \frac{c_0}{V} e^{-(Q/V)\tau} q_1. \quad (27)$$

Для второго слоя с расходом воды q_2

$$M_2 = \frac{c_0}{V} e^{-(Q/V)\tau} q_2, \quad (28)$$

где $V = V_0 = V_H$ — объемы воды в пусковой и наблюдательной скважинах, принятые равными для упрощения расчетов. Концентрация индикатора в наблюдательной скважине $M = M_1(\tau) + M_2(\tau)$ с учетом различного для каждого слоя времени прохождения индикатором расстояния между скважинами со средней скоростью составит

$$M = \frac{c_0}{V} \left(q_1 t e^{-\frac{Q}{V} \tau} + q_2 T e^{-\frac{Q}{V} \tau} \right). \quad (29)$$

Здесь $t = \tau - \tau'_p$ и $T = \tau - \tau''_p$, где t и T — время, отсчитываемое с момента появления индикатора в скважине для первого и второго слоя соответственно. Считается, что движение по слоям происходит независимо.

Исследуя экстремальные значения полученной зависимости (29) путем приравнивания к нулю первых производных $\partial M / \partial t$ и $\partial M / \partial T$, нетрудно найти соотношение между временем прохождения максимумов концентрации $\tau_{\text{макс}_1}$ и $\tau_{\text{макс}_2}$ и временем τ_p прохождения индикатором расстояния L со средней скоростью в каждом слое:

$$\tau'_p = \tau_{\text{макс}_1} - \left(\frac{V}{Q} \right) \quad \text{и} \quad \tau''_p = \tau_{\text{макс}_2} - \left(\frac{V}{Q} \right). \quad (30)$$

Так как $v = \frac{q}{dh n} = \frac{L}{\tau_p}$, то расходы воды через сечение породы, равное поперечному сечению скважины, будут:

$$q_1 = \frac{\varepsilon L d h_1 n_1}{\tau_{\text{макс}_1} - \left(\frac{V}{Q} \right)}; \quad (31)$$

$$q_2 = \frac{\varepsilon L d h_2 n_2}{\tau_{\text{макс}_2} - \left(\frac{V}{Q} \right)}, \quad (32)$$

где ε — коэффициент, учитывающий нарушение сплошности породы скважиной. Общий расход воды через указанное сечение породы равен

$$Q = q_1 + q_2. \quad (33)$$

Полученные формулы дают возможность определять расход потока подземных вод в отдельных слоях q_1 и q_2 и общий расход Q на основании легко промеряемых расстояний между скважинами L , их диаметра d , величин мощности h_1 и h_2 и активной пористости n_1 и n_2 слоев породы, а также времени $\tau_{\text{макс}_1}$ и $\tau_{\text{макс}_2}$, прошедшего с момента пуска метки в основную скважину (время определяется по максимумам концентрации индикатора). Полученные решения принципиально пригодны и для большего количества слоев, увеличится лишь количество используемых уравнений.

Для проведения расчетов необходимо, чтобы максимумы на кривых $M(\tau)$ были отчетливо выражены и не сливались. Это требование можно записать в виде следующего условия:

$$\frac{h_1 n_1}{q_1} \neq \frac{h_2 n_2}{q_2} \neq \dots \neq \frac{h_n n_n}{q_n}. \quad (34)$$

Недостатком описанного метода расчета является то, что для определения q_1 , q_2 и Q надо предварительно измерить мощность слоев h_1 и h_2 . Из тех же опытов, используя графики $M(\tau)$, можно получить значения не только расходов воды, но и мощности каждого слоя. Дополнительно измеряемыми величинами в этом случае будут площади S , охватываемые кривыми $M(\tau)$:

$$S = \int_0^{\infty} M(\tau) d\tau. \quad (35)$$

Подставляя сюда значения M из уравнения (29) и интегрируя в указанных пределах, получаем

$$S = \frac{c_0 V}{Q}. \quad (36)$$

Таким образом, площадь графика $M(\tau)$ зависит от начальной концентрации индикатора в пусковой скважине и масштаба времени, характеризующего величиной

$\tau_0 = \frac{V}{Q}$, которая отвечает времени полной смены воды в скважине.

Вместе с тем отношение площадей S_1 и S_2 , отвечающих вкладу различных слоев породы в изменение кон-

центрации индикатора в скважине, как это следует из почленного интегрирования уравнения (29), равно

$$\frac{S_1}{S_2} = \frac{q_1}{q_2} = k. \quad (37)$$

Из уравнений (36), (37) и (33) можно независимым путем найти значения q_1 , q_2 и Q , определяя из графиков величины S и k и зная лишь c_0 и V . Тогда уравнения (31) и (32) могут быть использованы для расчетов h_1 и h_2 при условии равенства средних значений активной пористости слоев, т. е. при $n_1 = n_2$.

Конечно, этот путь менее точен, чем первый, так как потери индикатора из-за поперечной конвективной диффузии несколько снижают значения S (особенно при больших расстояниях между скважинами и значительных скоростях потока), а разделение площадей графиков на S_1 и S_2 при близком положении максимумов затруднительно. Однако при дальнейшем развитии техники измерений концентрации и этот путь может оказаться плодотворным. Его основным преимуществом является возможность определения из одного опыта послонных значений расхода воды и мощности водопродвижающих горизонтов. Следует отметить, что при выводе расчетных формул не учитывалась диффузия метки из одного слоя в другой. Это допущение оказывается справедливым лишь при относительно небольших расстояниях между скважинами.

Экспериментальная проверка полученных уравнений для лотков с песком (см. гл. II) подтвердила возможность их практического использования.

Метод координатных измерений

Метод координатных измерений [77] основан на наблюдениях за распределением в грунте радиоактивного индикатора, предварительно введенного в скважину. Измерения концентрации метки ведутся по координатной сетке через 0,1—0,2 м. При работе с бета-индикаторами пробы отбираются бурами и подвергаются лабораторному радиометрическому анализу. При использовании γ -излучающих индикаторов применяются заглубляемые в грунт зонды. В зонде находится коллимиро-

ванный детектор γ -излучения, соединенный кабелем с батарейным радиометром.

Этот метод дает наилучшие результаты при исследовании торфяных грунтов, а также почвенных горизонтов, где отбор проб и заглубление зондов осуществляются довольно просто. Время проведения отбора проб устанавливается обычно по появлению индикатора в одной из наблюдательных скважин, окружающих пусковую. Это дает уверенность в том, что меченая вода прошла в грунте заметный путь и зоны ее перемещения могут быть установлены с достаточной точностью.

Нанося на разрез грунта значения удельной активности, можно проследить пути и скорости движения воды по отдельным горизонтам. Так, например, в опыте, результаты которого показаны на рис. 4, *а*, движение воды в осушаемой глубокими каналами торфяной залежи шло в верхнем слое над относительным водоупором (глинистая прослойка, показанная черной полосой в стратиграфической колонке) в горизонтальном направлении в сторону осушителей, под водоупором преобладала вертикальная фильтрация в подстилающий грунт (песок). Стрелки на поверхности залежи указывают места и порядок отбора проб торфа. Штриховая линия изображает уровень грунтовых вод. Индикатор S^{35} был введен в скважину 13/VI, пробы отобраны 10/VIII. Зона, в которой была обнаружена активность, на рисунке заштрихована.

Метод координатных измерений позволяет представить характер движения воды в грунте. Он применяется при изучении процессов осушения торфяных массивов [18, 20, 23, 29, 30, 78—81] и минеральных почв [26], для наблюдений за передвижением воды в почвенных слоях [13, 28, 80—83]. В последнем случае радиоактивным индикатором метаются отдельные слои или участки почвы.

Для исследования инфильтрации атмосферных осадков индикатор наносится на марлю, закрепляемую на цилиндрических обоймах на высоте 2—3 см от поверхности грунта. Выпадающие осадки, смывая радиоактивный индикатор с марли, становятся мечеными. Это и позволяет следить за скоростью и путями их передвижения [18, 79, 81]. На рис. 4, *б* показаны зоны движения меченых атмосферных осадков на участке торфяной залежи, осушаемой глубокими каналами, дно которых

врезано в минеральный подстил. Индикатор S^{35} был нанесен на марлю 4/VIII, отбор проб был произведен 14/VIII.

Недостатком метода координатных измерений является то, что получаемые данные носят только качественный характер. Поэтому его целесообразно использовать в тех случаях, когда надо установить механизм переноса влаги в грунте: направление потоков, наличие водопроводящих и водоупорных горизонтов и т. п.

Метод координатных измерений находит применение также при исследовании процессов эрозии почв, перемещения и отложения грунта в результате размыва берегов, передвижения наносов [24].

Исследования открытых водотоков и дренажа

Преимущества радиоактивной метки при изучении течения водных потоков в открытых руслах и каналах, дренах и трубопроводах заключаются в малой концентрации метки и легкости измерения этой концентрации.

Введение значительных порций индикатора, изменяющих удельный вес меченого раствора, может способствовать получению неверных сведений о движении воды в потоке. Это иллюстрируется рис. 5, заимствованным из работы [84]. Опыты проводились на р. Оттаве одновременно с тремя метками: поваренная соль, флуоресцеин и радиоактивный индикатор Rb^{86} . На рисунке показаны кривые прохождения индикатора через наблюдательные створы *A*, *B* и *B*, расположенные в 4,5; 7,8 и 15 км от створа, где индикаторы были введены в поток.

Как следует из графиков, солевой индикатор передвигался со значительно меньшей скоростью, чем два других. Като с сотр. [85] объясняют это тем, что вследствие повышения удельного веса солевой индикатор спускается в придонные слои, где скорость течения (в реках и каналах) значительно ниже средней по всему сечению. Использование флуоресцеина и других красителей в некоторых случаях нецелесообразно, так как вода может иметь собственную окраску.

Радиоактивные индикаторы занимают в настоящее время значительное место в исследованиях движения жидкостей в реках, каналах и трубопроводах. Основной

способ проведения измерений заключается во введении в поток некоторого постоянного расхода метки q и измерении расхода потока Q из простой пропорции [86, 90—92]

$$Q = \frac{c_p}{c} q, \quad (38)$$

где c_p и c — концентрации вводимого в поток и улавливаемого в створе наблюдений индикатора соответственно. Однако этот метод требует значительного количества

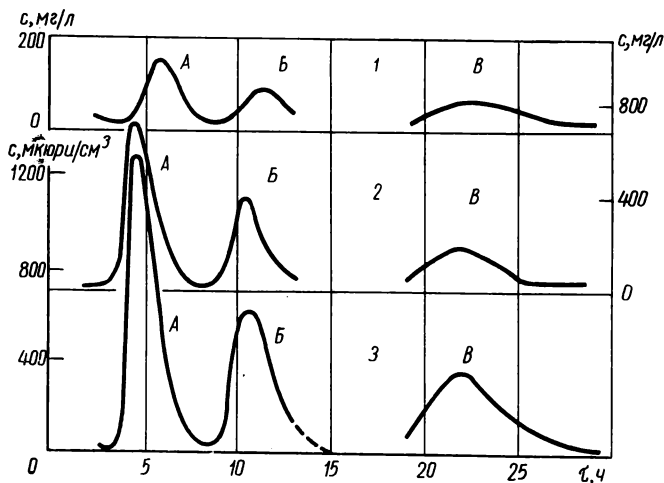


Рис. 5. Графики прохождения различных индикаторов через наблюдательные станции А, Б и В на р. Оттаве: 1 — NaCl; 2 — флуоресцеин; 3 — Rb⁸⁶. Концентрация NaCl и флуоресцеина — в мг/л, Rb⁸⁶ — в мкюри/см³.

радиоактивной метки, что может вызвать загрязнение питьевых и промышленных вод. И хотя по некоторым свидетельствам [36, 86] этот метод дает хорошие результаты, иногда более точные, чем измерения расхода воды вертушкой [36], ведутся исследования, основанные на наблюдениях за распространением в потоке индикатора, введенного отдельной порцией. Центральное место в этих исследованиях занимает вопрос о продольной дисперсии индикатора в потоке, связанной с процессами турбулентного перемешивания [85, 87—89].

Сложность учета всех действующих факторов при описании условий течения воды в реке или канале достаточно очевидна. В этой связи для получения зависимостей $c(x, \tau)$ прибегают к решению уравнения конвективной диффузии применительно к течению воды в трубопроводах. После этого в полученное теоретическим путем решение вводится коэффициент, учитывающий особенности течения открытого потока. Получаемые зависимости сходны друг с другом и выглядят следующим образом [87, 88]:

$$c(x, \tau) = \frac{W}{2s\sqrt{\pi D\tau}} \exp \left[-\frac{(x - u_{\text{ср}}\tau)^2}{4D\tau} - (N - \lambda)\tau \right], \quad (39)$$

где c — концентрация на расстоянии x от створа инъекции индикатора в момент времени τ ; W — общее количество введенного в поток индикатора; s — площадь поперечного сечения потока; D — коэффициент дисперсии, характеризующий рассеяние метки в потоке; $u_{\text{ср}}$ — средняя скорость потока; N — коэффициент, зависящий от характера течения (волнения воды, скорости и направления ветра, поглощения индикатора донными и взвешенными наносами, растительностью и т. д.); λ — константа распада радиоактивного индикатора.

Для практических расчетов использование формул вида (39) затруднительно, так как необходимо заранее знать величины D и N , зависящие от условий опыта. Поэтому формулы такого типа применяются в основном для определения коэффициентов дисперсии D на участках небольшой длины с заранее определенными значениями s и N .

При определениях расхода чаще употребляется упрощенная формула [36, 90]:

$$Q = \frac{W}{\int_0^{\infty} cd\tau} = \frac{W}{A} m^3/ч, \quad (40)$$

где W — количество радиоактивного индикатора (*мкюри*), введенного в поток; A — площадь, ограниченная графиком $c(\tau)$, который построен по данным, полученным в створе наблюдений (c — удельная активность, *мкюри/м³*; τ — время, *ч*).

При выводе уравнения (40) предполагалось, что сорбционных потерь индикатора нет и что индикатор в створе наблюдений равномерно распределен по всему поперечному сечению потока. Это уравнение, представляющее собой, по существу, формулу разбавления, обходит вопрос о распределении скоростей движения воды в потоке. Средняя скорость течения, как и в опытах с подземными водами, определяется по времени, отвечающему максимуму концентрации на кривой $c(\tau)$ [88, 89].

Из сказанного видно, что определение расхода по формулам (38) и (40) не вызывает затруднений, однако точность метода невысока, так как не учитываются потери индикатора, различие скоростей в поперечном профиле реки и т. п.

Определение гидравлических характеристик дренажных устройств с помощью радиоактивных индикаторов отличается от измерений течения водных потоков тем, что легко промеряемый в устье дрены расход Q не является постоянным по длине дрены, и цель измерений заключается в установлении переменной скорости течения воды в дрене. Если на расстоянии A от устья дрены введена порция радиоактивного индикатора, то изменение его концентрации c в воде, вытекающей из дрены, характеризуется зависимостью, показанной на рис. 6. Задача обработки полученных данных сводится, в первую очередь, к определению времени τ_0 , отвечающему средней скорости движения потока на участке A , и расчету на основании полученной скорости гидравлических характеристик дрены — среднего живого сечения потока и средней (по дрене в целом) скорости его движения.

Время τ_0 определяется по максимальной концентрации индикатора на графике $c(\tau)$. Это связано с тем,

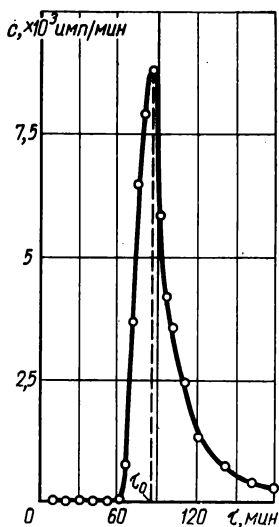


Рис. 6. График изменения концентрации c индикатора в воде, вытекающей из осушительной дрены.

что продольное рассеяние индикатора в дрене можно представить в виде функции распределения времени прохождения элементарными струйками расстояния A . Тогда полученное распределение оказывается близким к нормальному, а наиболее вероятное время движения,

отвечающее средней скорости потока, совпадает с временем максимальной концентрации индикатора [93].

Расчеты гидравлических характеристик дренажных устройств базируются на следующих предположениях. Среднее живое сечение $\omega_{\text{ср}}$ принимается постоянным по всей длине дрены L , а расход в ее начале при $x=0$ равен $Q_0=0$. Это соответствует условию поступления воды в дрину только в результате бокового притока. Изменение расхода дренажного потока по длине дрены от $Q_0=0$ до $Q_L=Q$ в устье может осуществляться одним из способов, показанных на расчетных схемах (рис. 7).

Схема 7,а соответствует равномерному при-

току по длине дрены, вследствие чего расход Q_x линейно возрастает от 0 до Q . Это условие можно считать выполняющимся, если уровень воды в дрине остается постоянным на всем ее протяжении (например, дрены с трубчатым водоводом). В этом случае определить гидравлические характеристики можно следующим путем [94]. За время $d\tau$ индикатор проходит в дрине вместе с потоком путь dx со скоростью u_x , равной

$$u_x = \frac{Q_x}{\omega_x} = \frac{Q_x}{\omega_{\text{ср}}} = \frac{qx}{\omega_{\text{ср}}}, \quad (41)$$

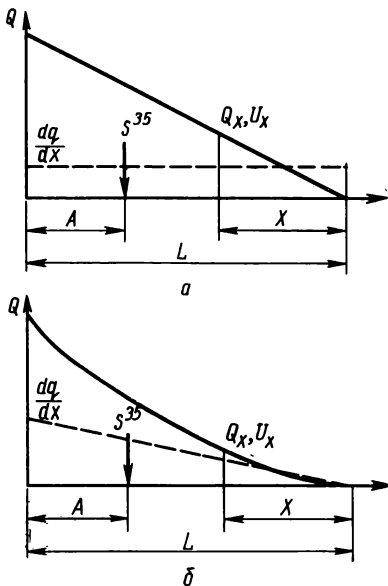


Рис. 7. Схемы к расчету гидравлических характеристик закрытых дрин с помощью радиоиндикаторной методики:

а — для постоянного уровня воды в дрине; б — для переменного уровня воды в дрине.

где q — приток воды в дрена на единицу ее длины. Заменяя $u_x = \frac{dx}{d\tau}$ и $q = \frac{Q}{L}$, получаем

$$\frac{dx}{d\tau} = \frac{Qx}{L\omega_{\text{ср}}}, \quad (42)$$

откуда после разделения переменных и решения относительно $\omega_{\text{ср}}$ находим

$$\omega_{\text{ср}} = \frac{Q\tau_0}{L \ln \frac{L}{L-A}}. \quad (43)$$

Средняя скорость движения воды в дрене будет

$$u_{\text{ср}} = \frac{Q}{2\omega_{\text{ср}}}. \quad (44)$$

Вместо формулы (43) можно использовать также выведенное из анализа схемы на рис. 7, а выражение [95, 96]

$$\omega_{\text{ср}} = \frac{Q\tau_0(2L-A)}{2LA}. \quad (45)$$

Формулы (43) и (45) при $A \ll L$ дают практически одинаковые результаты, и лишь при $A \rightarrow L$ формула (43) дает завышенные значения $\omega_{\text{ср}}$.

Расчетная схема, показанная на рис. 7, б, отвечает случаю, когда приток в дрена неравномерен по ее длине. Эта схема принимается для дрен, уровень воды в которых повышается с удалением от устья. Сюда относятся, например, щелевые дрена с неукрепленной полостью, в которых возможны завалы и смыкания рабочей полости. Полагая, как и ранее, что величина среднего живого сечения $\omega_{\text{ср}}$ не меняется по длине дрены, обозначим величину приращения единичного притока $\frac{dq}{dx} = \text{const} = 2k$, где $2k$ — угловой коэффициент прямой dq/dx . Расход воды Q_x будет

$$Q_x = \int_0^x 2kx dx = kx^2. \quad (46)$$

Величина k находится из очевидного соотношения $Q_L = kL^2$, и формула (46) принимает вид

$$Q_x = \frac{Qx^2}{L^2}.$$

Для определения среднего живого сечения $\omega_{\text{ср}}$ необходимо найти средние величины Q_A и u_A на участке A :

$$Q_A = \frac{\int_{L-A}^L Q \left(\frac{x^2}{L^2} \right) dx}{A} = \frac{Q [L^3 - (L-A)^3]}{3L^2A}; \quad u_A = \frac{A}{\tau_0}. \quad (47)$$

Отсюда

$$\omega_{\text{ср}} = \frac{Q_A}{u_A} = Q\tau_0 \left(\frac{1}{A} - \frac{1}{L} + \frac{A}{3L^2} \right). \quad (48)$$

Средняя скорость потока в дрене может быть найдена как среднеинтегральная

$$Q_{\text{ср}} = \frac{\int_0^L Q \left(\frac{x^2}{L^2} \right) dx}{L} = \frac{1}{3} Q,$$

откуда и получается выражение для подсчета $u_{\text{ср}}$

$$u_{\text{ср}} = \frac{Q_{\text{ср}}}{\omega_{\text{ср}}} = \frac{Q}{3\omega_{\text{ср}}}. \quad (49)$$

Проводя радиоиндикаторные измерения для различных A , можно, приравнявая полученные величины $\omega_{\text{ср}}$, рассчитать эффективную рабочую длину дрены. Для этого надо лишь решить соответствующие системы уравнений (43), (45) или (48) относительно L .

Полученные формулы были использованы для изучения работы различных типов дренажных устройств; результаты этих измерений приведены в гл. IV.

Глава II

ЛАБОРАТОРНАЯ ПРОВЕРКА РАДИОИНДИКАТОРНЫХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОТОКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Несмотря на довольно широкое распространение индикаторных методов при изучении движения подземных вод, их лабораторная проверка производилась лишь немногими авторами и в очень небольшом объеме. В литературе, как правило, нет подробных описаний условий проведения опытов, что в значительной мере затрудняет критическую оценку экспериментального материала.

Метод наблюдений за изменением концентрации индикатора в одиночной скважине

Первые сведения о лабораторных экспериментах по этому методу относятся еще к тридцатым годам. Н. А. Огильви в работе [34] ограничивается лишь коротким упоминанием о положительных результатах лабораторной проверки этого метода. Более подробно описал свои опыты С. А. Коль [48], который теоретически нашел поправку к формуле Д. И. Кочерина и пытался доказать ее справедливость экспериментально. Для этой цели в лотке с песком была устроена скважина. Через лоток пропускали измеряемый на сливе постоянный расход воды, который сравнивали с рассчитанным по методу разбавления введенного в скважину индикатора. Индикатором служил раствор поваренной соли, концентрация которой определялась электрометрическим методом. Расчеты вели по формуле (2), т. е. с учетом того, что $\epsilon = 2$.

В результате опытов было показано, что ошибка измерений по сравнению с расходом воды на сливе составляла в среднем 20—25%. Это позволило С. А. Колю подтвердить возможность применения этого метода. Однако при небольших расходах воды расхождение рассчитанных и измеренных значений увеличивалось. Это привело к необходимости ввести поправочный коэффициент. Вводить его С. А. Коль рекомендовал при измерениях скоростей движения воды в грубодисперсных породах (например, в аллювиальных галечниках), так как в этом случае, по его мнению, ускорялся вынос соли из скважины за счет диффузии.

С. А. Коль, кроме того, первым затронул вопрос о влиянии частоты перемешивания раствора в скважине на точность опытов. На основании опытов С. А. Коль нашел, что периодическое перемешивание увеличивает точность опытов, однако более конкретных рекомендаций по этому вопросу он не дал.

Мозер и др. [36] вели лабораторную проверку метода, используя формулу (1), т. е. считая $\epsilon=1$. Опыты проводились в горизонтально установленном лотке с песком, причем в качестве индикатора употреблялся J^{131} . Регистрировалась концентрация индикатора детектором, который был погружен в скважину, расположенную посреди лотка. Разность напоров задавалась путем повышения уровня воды в верхнем бьефе. Проведенная серия опытов дала положительные результаты: относительная ошибка рассчитанного по формуле (1) по сравнению с измеренным объемным методом расходом составила не более 10%. Перемешивание раствора в скважине производилось только при введении индикатора. Это дало авторам основание рекомендовать при полевых измерениях однократное перемешивание.

Нетрудно заметить, что в рассмотренных работах получены противоречивые выводы, так как в первом случае расход воды через скважину рассчитывали по формуле (2) при $\epsilon=2$, а во втором — по формуле (1), т. е. при $\epsilon=1$, хотя относительные ошибки в обоих случаях были сравнительно невелики. Вопрос о величине поправки С. А. Коля оставался, таким образом, открытым. Неясно было, зависит ли эта поправка от расхода воды через скважину, а также от характера породы, являющейся фильтрующей средой. Для выяс-

нения этих и некоторых других вопросов были поставлены лабораторные опыты [51].

Первая серия опытов (рис. 8, а) проводилась в фильтрационных трубках диаметром 3 см. Скважинами служили промежутки (по 1,5—2,0 см) между помещенными в трубки образцами грунта длиной 7—15 см. Промежутки были оборудованы отпайками диаметром 8—10 мм, которые использовались для введения инди-

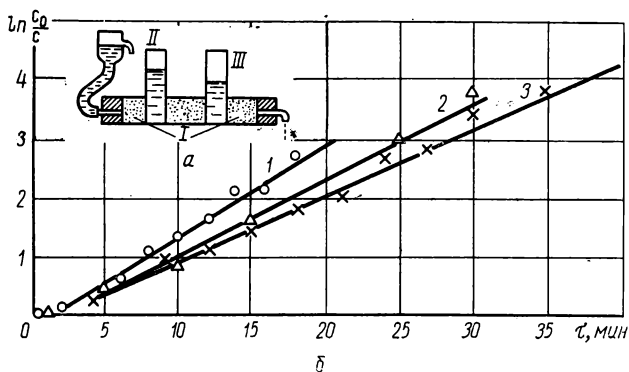


Рис. 8. Принципиальная схема опытов в фильтрационных трубках (а) и графики зависимости $\ln c_0/c(\tau)$ (б): 1, 2, 3 — номера опытов из табл. 1; I — образцы грунта; II — пусковая скважина; III — наблюдательная скважина.

катора, перемешивания раствора и отбора проб. С помощью уравнительного устройства поддерживалась постоянная разность напора на концах трубки. Это обеспечивало постоянство расхода в течение опыта. Расход вытекающей из трубки воды измеряли на сливе объемным методом.

В качестве фильтрующей среды в опытах использовался песок с частицами размером 0,25—0,10 мм и низинный осоково-гипновый торф. Коэффициент фильтрации песка был на 2—3 порядка больше, чем у торфа. В опытах, таким образом, можно было проверить влияние диффузии индикатора и соответствие формулы (1) реальному ходу процесса изменения концентрации индикатора под влиянием разбавления. Индикатором служил раствор $\text{Na}_2\text{S}^{35}\text{O}_4$, вводимый в скважину в количестве около 10^{-2} мкюри на один опыт. Пробы раствора, объем которых не превышал 1% всего объема воды в сква-

жине, периодически отбирались микропипеткой с таким расчетом, чтобы на один опыт приходилось 10—15 определений концентрации индикатора S^{35} . Радиометрический анализ проб проводили при помощи радиометра Б-2 с торцовым счетчиком Т-25-БФЛ или МСТ-17, под который помещалась чашечка с индикатором, откуда предварительно выпариванием удаляли воду. Раствор в скважине перемешивали непрерывно в опытах с песком и перед каждым отбором пробы (т. е. один раз за 2—6 ч) в опытах с торфом.

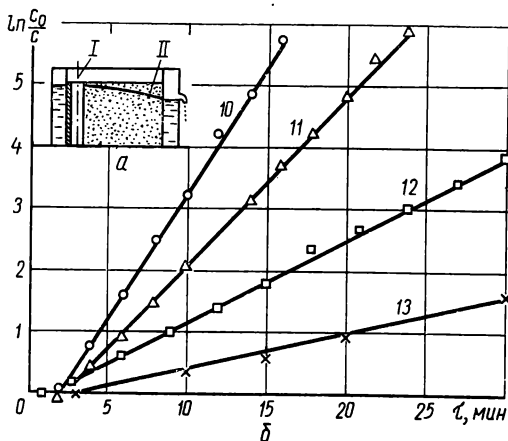


Рис. 9. Принципиальная схема опытов в грун-
товом лотке (а) и графики зависимости
 $\ln c_0/c(\tau)$ (б):
10 — 13 — номера опытов из табл. 1; I — скважина;
II — линия депрессии.

Вторая серия опытов проводилась в лотке с тем же песком. Скважины круглого и квадратного сечения диаметром (или стороной квадрата) 2,2 см изготавливались из латунной сетки и устанавливались на дно лотка. Ячейка сетки равнялась 0,1 мм, а просветность ее была больше пористости песка, что позволяло пренебрегать влиянием фильтра на результаты измерений. Для того чтобы избежать влияния капиллярной каймы, опытные скважины устанавливались в непосредственной близости от верхнего бьефа (рис. 9, а). Уровень воды в верхнем отсеке поддерживался близким к высоте за-

грузки грунта в лоток. Высота скважин и загрузки грунта составляла 8—12 см (данные об объемах воды в скважинах приводятся в табл. 1). Расход воды через лоток в течение опыта был постоянным. Это достигалось поддержанием постоянного уровня в отсеках лотка. Последовательность проведения опыта, тип индикатора, частота перемешивания были такими же, как в опытах с фильтрационными трубками.

Опыты в лотке должны были дать ответ на вопрос о правомерности поправки С. А. Коля ϵ и о ее величине при различных скоростях движения потока через скважины и различной форме скважин. Значения расхода воды через скважину, полученные по формуле (2), сравнивались с расходами, измеренными на сливе и отнесенными к площади вертикального сечения скважины.

На рис. 8, б и 9, б приведены графики зависимости $\ln c_0/c$ от τ , полученные в фильтрационных трубках и лотках. Как видно из рисунков, графики линейны, что подтверждает справедливость общего характера формул (1) и (2). Сравнение рассчитанных q_0 и измеренных на сливе q_n расходов воды по обеим сериям опытов проведено в табл. 1. В таблице указаны объемы воды в скважинах V_0 , принятые при расчетах коэффициенты ϵ и относительные ошибки δ , подсчитанные по формуле

$$\delta = \frac{q_n - q_0}{q_n} \cdot 100 \%$$

Опыты 14—18 выполнены для слоистого грунта, содержавшего два горизонта (песок 0,25—0,10 мм и песок 0,10—0,05 мм), проницаемость которых отличалась более чем в пять раз.

Как видно из табл. 1, расхождения между расчетными и экспериментальными значениями расходов воды не превышают 8,7%, а средняя величина δ составляет 3,6%. Полученные отклонения не имеют систематической погрешности. Они объясняются случайными ошибками при отборе проб и подготовке препаратов и точностью радиометрических измерений.

Таким образом, метод наблюдений за изменением концентрации индикатора в одиночной скважине при $\epsilon=1$ дает значения расхода воды, протекающей через скважину. Для получения расхода через равное сечение

Таблица 1

№ опыта*	Фильтрующая среда (грунт)	V_0 , см ³	$\Gamma \frac{c_0}{c}$, 1/мин	Расход воды, см ³ /мин		δ , %
				измеренный q_n	расчетный q_0	
Опыты в фильтрационных трубках						
1	Песок 0,25—0,10 мм	12,17	0,149	1,72	1,81	—5,2
2	То же	12,47	0,106	1,42	1,34	+5,6
3	»	17,35	0,121	2,27	2,10	+7,5
4	Торф низинный	7,40	0,000375	0,00282	0,00277	+1,8
5	То же	8,00	0,00285	0,0228	0,0228	0,0
6	»	8,90	0,000392	0,00330	0,00348	—5,6
Опыты в грунтовом лотке						
7	Песок 0,25—0,10 мм	48,0	0,225	2,62	2,70	—3,1
8	То же	48,0	0,174	2,17	2,08	+4,1
9	»	48,0	0,095	1,15	1,14	+0,9
10	»	33,0	0,407	3,70	3,53	+4,6
11	»	33,0	0,268	2,41	2,33	+3,3
12	»	33,0	0,511	1,30	1,35	—3,8
13	»	33,0	0,059	0,53	0,52	+1,9
14	Двухслойная среда	40,9	0,532	5,45	5,91	—8,7
15	То же	35,8	0,198	1,77	1,81	—2,3
16	»	37,2	0,164	1,53	1,60	—4,9
17	»	42,2	0,274	2,90	2,85	+1,8
18	»	45,2	0,162	1,85	1,84	+0,4

Среднее отклонение 3,6%

* В опытах 1—6 расчеты велись при $\epsilon=1$; в опытах 7—18 —при $\epsilon=2$.

породы следует принимать $\epsilon=2$, как это и предлагал С. А. Коль. Эксперименты показали также, что метод одинаково пригоден для колодцев квадратного сечения (опыты 7—9, табл. 1) и для скважин цилиндрической формы (опыты 10—18), причем в обоих случаях расчеты должны вестись при $\epsilon=2$. В проведенных опытах для скоростей фильтрации, менявшихся в пределах от 3 до 0,6 см/сутки, не обнаружено влияния диффузии индикатора на результаты расчетов.

В серии специальных опытов, подробно описанных в работе [97], было установлено, что метод разбавления

учитывает расход только в гравитационной зоне потока. Это дало возможность с помощью метода радиоактивного индикатора измерить расход капиллярного перетока, играющего существенную роль при проведении опытов в лотках. По всей вероятности, именно вкладом капиллярного потока можно объяснить результаты лабораторных опытов Мозера с сотр. Кроме того, в их опытах на показания детектора мог повлиять уже вынесенный из скважины индикатор. В опытах С. А. Коля также, по-видимому, не было устранено влияние капиллярного перетока в лотке.

Следовало проверить и влияние возможного выноса индикатора через дно в случае несовершенной скважины. Поправка на «несовершенство» скважины, если она имеет место, должна зависеть от соотношения диаметра скважины d и высоты слоя меченой воды в ней h , увеличиваясь с ростом d/h . Поэтому опытная проверка заключалась в выяснении влияния изменения соотношения d/h на относительную ошибку измерений, получаемых по скважине в результате расчетов по формуле (2). Глубина скважины в этой серии опытов изменялась, а диаметр во всех случаях оставался 2,2 см. Режим потока был стационарным. Затем при постоянном соотношении d/h были установлены различные расходы воды через лоток. Результаты опытов сведены в табл. 2. В отличие от величин, помещенных в табл. 1, значения расходов, полученные по формуле (2), распространялись на все поперечное сечение лотка и сравнивались с измеренными на сливе.

Таблица 2

№ опыта	V_0 , см ³	h , см	d/h	$\Gamma_p \frac{c_0}{c}$, 1/мин	Расход воды, см ³ /мин		δ , %
					измеренный $q_{из}$	рассчитанный q_0	
1	31,7	11,2	0,170	0,207	13,6	13,9	-2,20
2	22,9	8,1	0,235	0,203	13,6	13,6	0,0
3	16,4	5,8	0,328	0,207	13,6	13,9	-2,20
4	20,1	7,1	0,268	0,123	9,07	8,91	+1,76
5	20,1	7,1	0,268	0,0670	5,00	4,85	+3,00
6	20,1	7,1	0,268	0,0354	2,41	2,39	+0,83

Среднее отклонение 1,7%

Из приведенных в табл. 2 данных следует, что дно скважины не влияет на расход воды. Таким образом, при работе с несовершенными скважинами расход воды в случае плоскопараллельных потоков можно вычислять по формуле (2), по-видимому, без дополнительных поправок на «несовершенство».

Одним из этапов опытных работ было исследование возможности измерения расхода воды через скважину, фильтр которой имел относительно небольшую длину по сравнению с толщиной опробываемого водоносного горизонта. Для этой цели в обсадке скважины из медной фольги делали кольцевой фильтр из латунной сетки высотой 2 см. Фильтр представлял собой как бы перерыв в обсадке. Наблюдения вели как и в предыдущих случаях, причем за расчетное сечение принималось произведение h_0d , где h_0 — высота фильтра, d — диаметр скважины. В табл. 3 показаны результаты измерений расходов воды через лоток для обсаженных скважин с кольцевыми фильтрами. Полученный по формуле (2) расход воды распространяли на все поперечное сечение лотка и сравнивали с измеренным на сливе расходом.

Таблица 3

№ опыта	V_0 , см ³	Расход воды, см ³ /мин			δ, %
		через кольцевой фильтр	распростра- ненный на поперечное сечение лотка	измерен- ный	
1	41,1	0,632	12,70	11,75	—8,1
2	38,7	0,895	17,00	15,60	—9,0
3	37,2	1,095	20,00	21,60	+7,4

Среднее отклонение 8,2%

Из табл. 3 видно, что совпадение результатов удовлетворительное, хотя ошибки измерений больше обычных. Это объясняется, по-видимому, недостаточно хорошим перемешиванием, которое в скважинах такого типа должно производиться особенно тщательно.

Следует подчеркнуть, что результаты были получены при измерениях общего расхода потока с помощью кольцевого фильтра. Отдельные прорезы различной формы в обсадке (например, «окна» в виде прямоугольных

вертикальных щелей), просвет которых располагался по оси потока, нарушали обычный характер линий тока вблизи скважины. Это приводило к тому, что значения коэффициента ϵ оказывались различными при разных скоростях движения грунтового потока. Это экспериментально проверенное обстоятельство затрудняет использование для измерения расхода потока методом одиночной скважины погружных приспособлений (в виде камер с отдельными крупными отверстиями для прохождения через них воды) вместо однородных фильтров.

При выводе формул (1) и (2) делалось предположение, что в скважине происходит идеальное смешение воды с раствором индикатора. Возникает вопрос, как выполняется это условие на практике: обеспечивается достаточная равномерность распределения индикатора в объеме скважины путем диффузии и конвекции или необходимо дополнительно механическое перемешивание воды.

Для проверки влияния перемешивания на результаты определения расхода были поставлены опыты в лотке с песком. При неизменных условиях опыта и стационарном режиме потока проводили серии измерений активности в скважине (без перемешивания в ней воды) через разные интервалы времени после впуска индикатора. Эти измерения являлись основой для вычисления расхода воды через скважину, который сравнивали затем с результатом опыта, проводившегося при тех же условиях, но с постоянным перемешиванием. Исследования вели в скважинах различной формы и размеров.

Результаты опытов представлены на рис. 10. Здесь δ — величина относительной ошибки, вносимой влиянием

недостаточного перемешивания; $\eta = \frac{\tau_B}{\tau_C}$ — коэффициент частоты перемешивания, равный отношению длительности ведения опыта без перемешивания ко времени полной смены воды в скважине, причем $\tau_C = V_0/q$ (где q — расход воды через скважину). Коэффициент формы скважины $\beta = V_p/V_0$ представляет собой отношение рабочего объема воды в фильтрующей части скважины V_p , через который проходит поток подземных вод, ко всему объему воды в скважине.

Как видно из графиков, в случае скважин без об-

садки в однородных по проницаемости породах влияние частоты перемешивания не сказывается на результатах измерений. Максимальная относительная погрешность, т. е. отклонение от значений расхода, измеренного объемным методом, в этой серии экспериментов не превышает 6%. Ошибка измерений становится, однако, весьма существенной при наличии «мертвых объемов» воды в скважине, образующихся в результате введения

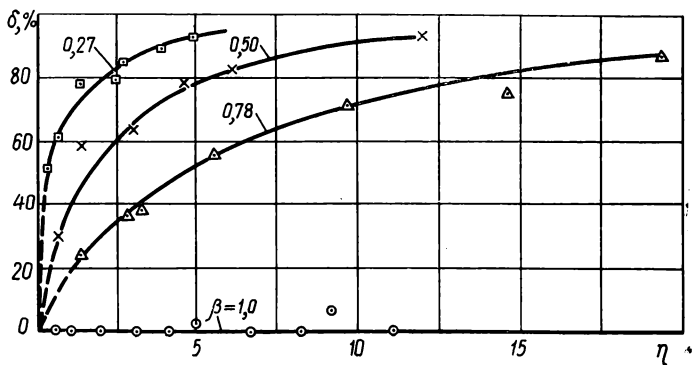


Рис. 10. Зависимость относительной ошибки δ от коэффициента частоты перемешивания η при различных значениях β .

на некоторую глубину скважины водонепроницаемой обсадки, и стремительно нарастает по мере уменьшения коэффициента β . На основании безразмерных коэффициентов β и η в каждом отдельном случае могут быть найдены значения интервалов времени между перемешиваниями (или частота перемешивания) τ_B , исходя из заданного значения допустимой ошибки измерений.

Таким образом, в скважинах без обсадки при одинаковых скоростях фильтрации по всей высоте их рабочей части механическое перемешивание не является необходимым. В скважинах, имеющих обсадные трубы или вскрывающих водопроводящие и водоупорные горизонты, перемешивание должно производиться тем чаще, чем меньше β , т. е. чем резче выражена фильтрационная неоднородность слоев или чем меньше высота фильтра в обсадке.

Все описанные исследования проводились в условиях стационарного режима потока. В действительных условиях q может заметно изменяться в течение периода

наблюдений. Следует поэтому рассмотреть случай нестационарного режима потока подземных вод более подробно. На рис. 11 показаны результаты одного из

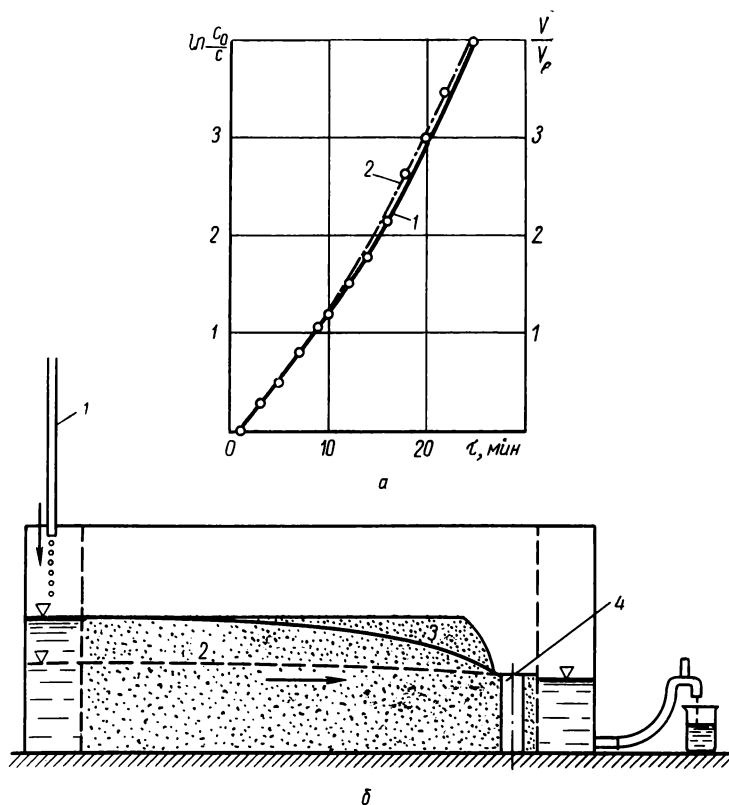


Рис. 11. Графики зависимости $\ln c_0/c(\tau)$ (кривая 1) и $\frac{V}{V_0}(\tau)$ (кривая 2) (а) и разрез грунтового лотка (б):
 1 — сосуд Мариотта; 2 — начальное положение линии депрессии; 3 — конечное положение линии депрессии; 4 — скважина.

опытов в лотке с песком, где режим потока изменялся в течение опыта. На рис. 11, а приведены полученные экспериментальные зависимости $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$ и $\frac{V}{V_0}(\tau)$.
 Схема опыта показана на рис. 11, б.

Первые 10 мин расход воды через лоток поддерживался постоянным; это соответствует начальному линейному отрезку графиков. Затем был включен сосуд Мариотта, создававший дополнительный расход, равный $11 \text{ см}^3/\text{мин}$, в результате чего уровень воды в верхнем отсеке лотка непрерывно повышался. Как видно из графиков, этому периоду соответствует нелинейный рост

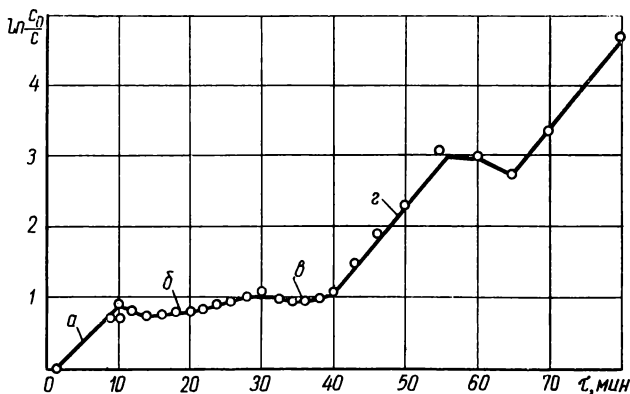


Рис. 12. График зависимости $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$, полученный в результате наблюдений за переменным по направлению потоком грунтовых вод.

значений V/V_0 и $\ln c_0/c$, отвечающий переменному режиму движения потока подземных вод. Значения $\frac{V}{V_0}(\tau)$ и $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$ достаточно хорошо совпадают, что подтверждает справедливость формулы (4). Следует отметить, что такое совпадение было получено в условиях, когда влияние перетока в зоне капиллярной каймы было исключено.

На рис. 12 приведены результаты опыта, когда поток подземных вод менял не только величину, но и направление. Такое явление может наблюдаться в верхних слоях почвогрунтов, например после выпадения атмосферных осадков. Необходимо было проверить, можно ли использовать метод и в этом случае.

В рассматриваемом опыте первые 10 мин скважина, размещенная в середине лотка, работала при стационарном режиме (участок а). Затем слив перекрывали и в нижний отсек доливали воду до уровня, превышающего на 5 см отметку воды в верхнем отсеке. Возникший при этом противоток продолжался до 30-й минуты, после чего были восстановлены начальные условия. Изменение направления потока приводило к возвращению части индикатора, вынесенного ранее из скважины. В результате концентрация сначала несколько возрастала, а затем начинала уменьшаться вследствие выноса индикатора уже в сторону верхнего отсека (участок б).

Естественно, что в этих условиях расчеты по формулам (2) или (4) невозможны, так как в ходе опыта через скважину проходит неконтролируемое количество индикатора. Аналогичное явление наблюдалось и после второй смены направления потока (участок в). Изменение концентрации индикатора в скважине вновь начинает следовать зависимости (1) лишь через 10—15 мин после последней смены направления потока (участок г).

Таким образом, после перемены направления потока подземных вод нормальный режим изменения концентрации индикатора в скважине нарушается и долгое время не восстанавливается. Поэтому при обработке результатов полевых наблюдений следует вести расчеты только для тех интервалов времени, в которые направление потока не менялось, или же спустя длительное время после смены направления потока.

Неизменность направления потока может быть установлена по постоянному убыванию активности в ходе опыта. В этой связи для измерения расходов верхних горизонтов грунтовых вод, где возможна частая смена направления течения, предпочтительнее короткие опыты продолжительностью не более 1—2 дней. Длительные наблюдения за изменением концентрации индикатора могут быть использованы для вычисления средних расходов на участках, где функция $\ln \frac{c_0}{c}$ (τ) монотонна, и для анализа изменений направления грунтового потока по особым точкам на этих графиках.

Лабораторная проверка показала, таким образом, что метод разбавления индикатора в одиночной скважине может действительно считаться одним из наи-

более перспективных методов наблюдений за расходом потока подземных вод. Его преимущества особенно заметны в сложных условиях, например в торфяных грунтах, где вряд ли возможно вести наблюдения за процессами передвижения воды другими методами.

Метод наблюдательных скважин в однородных породах

Лабораторная проверка метода наблюдательных скважин была проделана в 1959 г. Н. Н. Биндеманом [66]. Опыты проводились в фильтрационных трубках, аналогичных описанному в предыдущем разделе. В качестве фильтрующей среды применялся однородный (коэффициент неоднородности $\eta < 5$) и разнотернистый ($\eta > 5$) песок. Индикатором служил хлористый кальций, вводимый в пусковую скважину. Из наблюдательной скважины через 0,5—1,0 мин отбирали пробы, на основании которых строили график $M(\tau)$. Скорость движения, рассчитанную по максимуму концентрации индикатора ($L/\tau_{\text{макс}}$), сравнивали с действительной скоростью движения воды, определяемой по измеренному на сливе расходу. На основании проделанных работ была получена эмпирическая формула (23) для определения расхода потока подземных вод по методу наблюдательных скважин. Значения поправочного коэффициента γ в зависимости от активной пористости песка n , введенные Н. Н. Биндеманом на основании опытных данных в инструктивные указания Гидропроекта*, приведены в табл. 4.

Таблица 4

d/L	Песок однородный $n=0,38$	Песок разнотернистый $n=0,34$	d/L	Песок однородный $n=0,38$	Песок разнотернистый $n=0,34$
0	0,38	0,34	0,10	0,44	0,38
0,01	0,39	0,34	0,15	0,46	0,40
0,02	0,40	0,35	0,20	0,48	0,43
0,03	0,41	0,36	0,25	0,49	0,46
0,05	0,42	0,37			

Экспериментальная проверка расчетных формул (20), (21) была осуществлена в радиоизотопной лабо-

* Полевая геологическая документация, М., Гидропроект, 1961.

ратории торфяного института [70]. Радиоиндикаторные работы проводились таким же образом, как и описанные в предыдущем разделе.

Опыты в фильтрационных трубках позволяют наиболее точно проверить теоретические зависимости (20) и (21), вследствие того что такие факторы, как горизонтальное растекание меченого потока и нарушение его структуры скважиной, здесь отсутствуют.

В грунтовом лотке моделировались естественные условия проведения опытов. Лотку с песком придавали наклонное положение для создания равномерного движения грунтового потока. Капиллярная зона при этом составляла не более 2—3% общей толщины загрузки грунта и не могла поэтому заметно повлиять на результаты опытов. Расчеты расхода воды по методу наблюдательных скважин производили по формулам (21). Коэффициент ϵ , как и ранее, принимался равным 2 в лотке и 1 — в фильтрационных трубках.

Результаты опытов представлены в табл. 5, где приведены объемы воды в скважинах V_0 и V_n , расстояния между ними L и другие необходимые для расчетов по формулам (21) величины. Для опытов с песком значение активной пористости n было определено методом радиоиндикаторного вытеснения [18] и оказалось равным 0,41 [98]. Для опытов с торфом величина n в соответствии с рекомендациями [18] принималась равной 0,5.

Из табл. 5 видно, что сходимость значений расхода воды, вычисленных по формулам (21) и измеренных на сливе, достаточно хорошая. Средняя ошибка измерений составила 3,6%. Таким образом, точность метода в этих условиях не уступает точности, полученной для метода разбавления индикатора. Некоторые экспериментальные кривые $M(\tau)$ вместе с теоретическими, вычисленными по уравнению (17), приведены на рис. 3. Как видно из графиков, время наступления максимума концентрации индикатора $\tau_{\text{макс}}$ удовлетворительно совпадает с теоретически рассчитанным. Это обстоятельство, подтвержденное рядом экспериментов, позволяет рекомендовать для расчетов расхода воды по методу наблюдательных скважин зависимости (21), предложенные в гл. I.

Влияние планового растекания индикатора изучалось в фильтрационном лотке. Для этой цели на определенных расстояниях от пусковой скважины, предназначав-

Таблица 5

№ опыта	Фильтрующая среда (грунт)	V_0 , см ³	V_H , см ³	L , см	τ_{\max} , мин	Расход воды, см ³ /мин		δ , %
						измененный q_H	расчитанный q_H	
Опыты в фильтрационных трубках								
1	Песок 0,25—0,10 мм	12,17	12,02	6,0	16	1,72	1,79	-4,1
2	То же	12,47	12,58	14,0	35	1,42	1,47	-3,5
3	»	17,35	13,51	22,0	35	2,27	2,18	+3,9
4	Торф низинный	18,0	12,9	6,4	1680	0,0214	0,0224	-4,7
5	То же	18,0	12,9	6,5	9050	0,00375	0,00363	+3,1
Опыты в грунтовом лотке								
6	Песок 0,25—0,10 мм	28,3	28,5	4,7	55	0,39	0,38	+2,6
7	То же	37,7	37,0	4,7	49	0,92	0,89	+3,3
8	»	38,4	37,6	10,3	63	0,88	0,84	+4,6
9	»	36,9	35,4	10,3	26	2,00	1,92	+4,0
10	»	41,8	38,1	19,5	95	0,99	1,00	-1,0
11	»	41,8	35,1	19,5	65	1,34	1,39	-3,7

Среднее отклонение 3,2%

шейся для ввода индикатора, устанавливали три наблюдательные: центральную, расположенную по оси потока, и боковые, каждая из которых отстояла на 3 см от стенок центральной. Экспериментальные кривые $M(\tau)$ снимали особенно тщательно с целью установить наличие или отсутствие индикатора в боковых наблюдательных скважинах. Несмотря на принятые меры, активность в боковых наблюдательных скважинах не была обнаружена.

О величине планового растекания можно, однако, составить представление, если рассмотреть прохождение индикатора через центральную наблюдательную скважину. Для этого в табл. 6, где представлены результаты этой серии опытов, даны значения отношения S_0/S_T , т. е. площади, ограниченной экспериментально полученным графиком $M(\tau)$, к теоретической площади графика, рассчитанной по уравнениям (17) и (18). Кроме того, в

табл. 6 приведены значения L и τ_{\max} (постоянными были $V_0=34,4 \text{ см}^3$ и $V_H=36,0 \text{ см}^3$), а также величины расходов воды, измеренные объемным методом (q_H) и методом разбавления в пусковой скважине (q_0), и отклонения рассчитанных расходов воды q_H от измеренных для пусковой δ_0 и наблюдательной δ_H скважин.

Таблица 6

№ опыта	$L, \text{ см}$	$\tau_{\max}, \text{ мин}$	Расход воды, $\text{см}^3/\text{мин}$			$\delta_0, \%$	$\delta_H, \%$	S_0/S_T
			измеренный q_H	рассчитанный по пусковой (основной) скважине q_0	рассчитанный по наблюдательной скважине q_H			
1	4,5	47	1,27	1,39	1,17	-9,4	+7,9	1,18
2	6,0	45	1,49	1,66	1,49	-11,4	0,0	1,06
3	8,2	65	1,43	1,31	1,32	+8,3	+7,7	0,844
4	10,0	51	2,00	2,10	1,97	-5,0	+1,5	0,950
5	12,0	63	1,95	2,10	1,85	-7,7	+5,1	0,877
6	14,0	86	1,61	1,64	1,55	-1,8	+3,7	0,958
Среднее отклонение						7,3%	4,3%	

Результаты этой серии опытов, подтверждающие предыдущие данные (см. табл. 5), позволяют сделать следующие выводы. Во всех опытах отношения S_0/S_T близки к единице, что указывает на незначительную роль планового растекания при небольших расстояниях между скважинами. Это хорошо согласуется с данными Н. Я. Флексера [26], который нашел, что при $L=1,5 \text{ м}$ плановое растекание составляет не более 7%.

Экспериментальные значения M_{\max} были меньше теоретических, что объясняется неоднородностью скоростей прохождения индикатора в порах песка. Интересно отметить также, что в этом случае (ширина лотка равнялась 20 см, т. е. была больше расстояний L) $\delta_H < \delta_0$. Это можно, по всей вероятности, объяснить неоднородностью скоростей движения потока по ширине, причем опыт с наблюдательной скважиной, когда анализируется больший объем грунта, осредняет результат, делая опыт более представительным.

Метод наблюдательных скважин в многослойных породах

Рассмотрим результаты экспериментальной проверки метода наблюдательных скважин, вскрывающих неоднородные по водопроницаемости пласты. Методика экспериментов отличалась следующим. В лоток с песком 0,25—0,10 или 0,1—0,05 мм (мощность этого слоя h_2 равнялась 7—11 см) на некотором расстоянии друг от друга устраивали на полную глубину пусковую и наблюдательную скважины, диаметр которых, как и ранее, составлял 2,2 см. Затем на этот слой укладывали песок с большими размерами зерен: 0,5—0,25 или (когда нижний слой состоял из песка 0,10—0,05) 0,25—0,10 мм. Мощность верхнего слоя h_1 , как правило, была меньше h_2 и составляла 1—4 см. Это делалось для того, чтобы расходы воды по верхнему слою q_1 и по нижнему q_2 были соизмеримы. Активная пористость песка в слоях h_1 и h_2 была одинакова и равна 0,41. Режим потока в лотке поддерживался во всех опытах стационарным, капиллярной каймы в створах скважин не было; порядок отбора проб, их радиометрический анализ, количество индикатора были теми же, что и в опытах с однородным грунтом. Пробы из наблюдательной скважины отбирали несколько чаще по сравнению с однородным грунтом (один раз в 2—3 мин). Вместе с опытами по методу наблюдательной скважины вели также измерения в пусковой скважине (частично эти результаты были приведены в табл. 1) и объемным методом на сливе.

Сравнение теории с экспериментом проводили путем сопоставления измеренных значений $Q_{и}$ с результатами расчетов $Q_{н}$ по формуле (33). Графики прохождения индикатора через наблюдательные скважины $M(\tau)$ показаны на рис. 13. Сплошными линиями обозначены экспериментально полученные кривые. Теоретические зависимости, рассчитанные по уравнению (29), изображены пунктирными линиями. Для расчетов по методу разбавления в пусковой скважине использовались графики $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$, также показанные на рисунке. Как видно из рис. 13, удовлетворительное совпадение максимумов прохождения индикатора наблюдается и в случае многослойной среды.

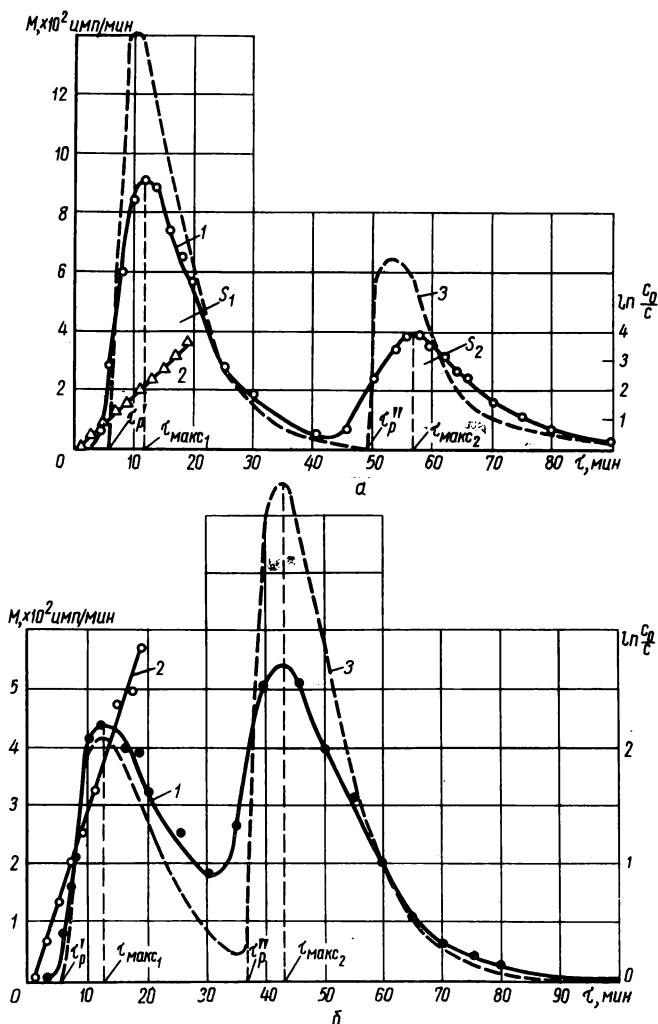


Рис. 13. Графики изменения концентрации индикатора M (τ) в наблюдательных скважинах для двухслойной среды: а — опыт 4 из табл. 7; б — опыт 7 из табл. 7; 1 — экспериментальные графики $M(\tau)$; 2 — экспериментальные графики $\ln \frac{c_0}{c}$ (τ) для пусковой скважины; 3 — графики $M(\tau)$, рассчитанные по уравнению (29); $\tau_{\max 1}$, $\tau_{\max 2}$, τ_p^I и τ_p^{II} — время наступления максимумов и расчетное время достижения индикатором наблюдательной скважины по первому и второму слою; S_1 и S_2 — площади, ограниченные кривой прохождения индикатора по первому и второму слою.

Результаты проведенных опытов и использованные для расчетов по формулам (31)—(33) данные сведены в табл. 7. Из таблицы видно, что рассчитанные на осно-

Таблица 7

№ опыта	L, см	$V_0 = \sqrt{h_1'}$ см ³	h ₁ , см	h ₂ , см	$\tau_{\text{макс}_1}$, мин	$\tau_{\text{макс}_2}$, мин	Расход воды, см ³ /мин				δ , %
							q ₁	q ₂	Q _н	Q _и	
1	4,8	37,2	2,5	7,3	10	32	4,62	2,42	7,04	7,55	+6,7
2	4,8	41,7	3,9	7,3	10	32	6,45	2,53	8,98	11,1	+19,1
3	8,3	32,7	1,1	7,5	15	64	2,30	2,09	4,39	4,84	+9,3
4	8,3	35,8	1,8	7,5	12	57	4,22	2,20	6,42	7,09	+9,5
5	8,3	37,2	2,3	7,5	12	67	5,12	1,73	6,85	6,10	-12,3
6	8,3	42,2	3,6	7,5	10	55	8,74	2,26	11,0	11,6	+5,8
7	8,3	45,7	1,0	11,0	13	43	2,64	4,33	6,98	7,35	+5,0
8	8,8	40,6	1,7	7,8	16	56	3,10	2,50	5,60	7,04	+20,5
9	8,8	44,6	2,5	7,8	12	85	6,31	1,50	7,81	6,65	-17,4
10	8,8	47,6	3,2	7,8	15	55	5,60	2,46	8,06	7,84	-2,8
11	8,8	52,4	4,2	7,8	25	110	4,27	1,23	5,50	4,71	-16,9
12	12,5	38,4	2,1	8,0	14	56	5,01	3,41	8,42	7,76	-8,5
13	12,5	40,3	2,6	8,0	12	54	7,12	3,58	10,7	9,70	-10,3
14	12,5	43,4	3,4	8,0	10	50	10,7	3,80	14,5	11,4	-27,2
15	12,5	38,4	2,6	7,5	10	44	8,40	4,10	12,5	11,65	-7,31
16	12,5	40,9	3,0	7,75	6	33	16,4	5,50	21,9	21,8	-0,5
17	12,5	40,9	3,0	7,75	22	99	4,36	1,87	6,23	5,97	-4,3

Среднее отклонение 10,8%

вании графиков $M(\tau)$ для двухслойного грунта значения Q_n достаточно близки к величинам измеренного на сливе расхода $Q_{и}$. Относительная ошибка измерений составляет в среднем около 10%, что лишь вдвое превышает среднее значение δ для аналогичных опытов в однородной среде. Имеющиеся расхождения связаны с точностью определения $\tau_{\text{макс}_1}$ и $\tau_{\text{макс}_2}$ и зависят от частоты отбора проб, их представительности и точности радиометрических измерений. Отсутствие систематических ошибок позволяет надеяться на возможность повышения точности метода. Это может быть сделано, например, путем измерения концентрации индикатора в скважине погружными зондами (при использовании γ -излучающих индикаторов) с самопишущими приборами, оборудован-

ными автоматическими отметчиками максимальных значений концентрации.

Графики, изображенные на рис. 13, показывают также, что, как и в однородных средах, площади $S = \int_0^{\infty} M d\tau$,

полученные экспериментально, несколько меньше площадей, ограниченных теоретическими кривыми. Это происходит вследствие потерь, хотя и небольших, из-за бокового растекания индикатора и частично в связи с различием в скоростях движения воды в порах каждого слоя. Несмотря на это, можно считать, что полученные данные подтверждают справедливость основных предположений, положенных в основу расчетных формул (31) — (33).

При выводе этих формул предполагалось также, что движение воды в каждом слое происходит независимо и что переток воды из слоя в слой не имеет места. Для проверки этого предположения был поставлен опыт, в котором между слоями различной проницаемости прокладывалась тонкая полиэтиленовая пленка (опыт 15, табл. 7). Как показали наблюдения, это не вызвало никаких изменений ни в полученных результатах, ни в форме кривых $M(\tau)$. Таким образом, в проведенных опытах влияние вертикального перетока было действительно несущественным.

В заключение рассмотрим результаты определенных Q_n , q_1 , q_2 , h_1 и h_2 по второй методике, предложенной в гл. I [формулы (35) — (37)]. Эти расчеты выполнены на основании значений $H = h_1 + h_2$, L и площади, ограниченной графиками $M(\tau)$, для опытов 3, 4 и 7 из табл. 7. Для расчетов были взяты именно эти опыты, так как при их проведении наиболее подробно были сняты графики $M(\tau)$ и наиболее четко разграничены максимумы.

Результаты расчетов приведены в табл. 8. Из таблицы видно, что вследствие указанных причин величины Q_n оказались завышенными в среднем на 25% по сравнению с измеренными объемным методом. Толщины слоев h_1 и h_2 определены с удовлетворительной точностью, причем сравнительно большие ошибки измерения h_1 (27%) обусловлены главным образом их незначительными (по сравнению с h_2) размерами. Результаты опытов позволяют предположить, что и этот метод рас-

№ опыта из табл. 7	Суммарный расход воды Q , $см^3/мин$			δ , %	q_1/q_2	
	измерен- ный	по фор- муле (33)	по граffi- кам $M(\tau)$		по фор- мулам (31) и (32)	по площа- дям гра- фиков $M(\tau)$
3	4,39	4,84	5,65	-28,7	1,10	1,42
4	6,42	7,09	8,60	-33,9	1,91	1,81
7	6,98	7,35	7,80	-11,8	0,609	0,573
Среднее отклонение			24,8%			

чета, при условии повышения точности радиометрических измерений, может найти себе место для определения расходов воды и мощности водоносных горизонтов в слоистых породах.

Результаты проведенных экспериментов объясняют, таким образом, природу часто наблюдавшихся нескольких максимумов на графиках прохождения индикатора через наблюдательные скважины. Анализ этих графиков на основе предложенной в гл. I теории позволяет изучать фильтрационные свойства многослойных пород и грунтов и измерять послойные значения расходов потока подземных вод.

Зондовый односкважинный метод определения скорости и направления потока подземных вод

Лабораторные опыты с зондами, работающими по методу регистрации γ -излучения индикатора, вынесенного подземным потоком из скважины (см. гл. I), проводились в грунтовом лотке. Схема установки показана на рис. 14. В лоток 1 загружали песок, в котором была заложена скважина 2 с обсадкой из металлической сетки, просвет сетки был больше пористости песка. В скважину погружали зонд 5, закрепленный на штативе 3. Детектор зонда (счетчик СТС-1) кабелем соединяли с сетевым радиометром Б-2 (схема устройства зонда пока-

Таблица 8

$\delta, \%$	$h_1, \text{ см}$		$\delta, \%$	$h_2, \text{ см}$		$\delta, \%$
	измеренная	рассчитанная		измеренная	рассчитанная	
-29,1	1,1	1,68	-52,8	7,5	6,92	+7,7
+5,2	1,8	1,97	-9,4	7,5	7,33	+2,3
+5,9	1,0	1,20	-20,0	11,0	10,8	+1,8
10,1%			27,4%			3,9%

зана на рис. 1). Постоянство расхода воды и ее уровней в отсеках обеспечивалось уравнительной колбой 4

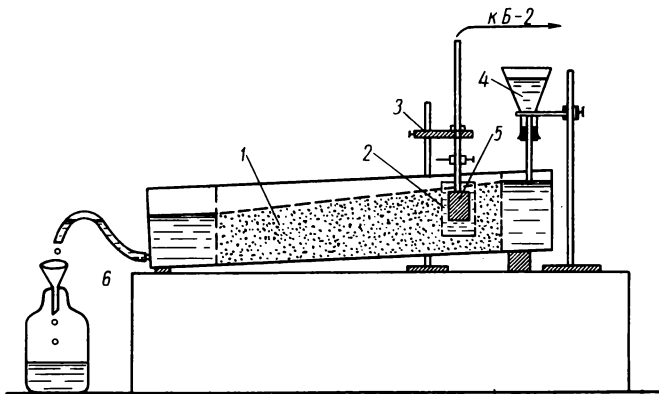


Рис. 14. Схема проведения опыта с зондом, регистрирующим γ -излучение индикатора, вынесенного потоком из скважины.

и сливным устройством 6. Расход потока измеряли объемным методом на сливе. Скорость фильтрации изменялась при изменении угла наклона лотка. Для уменьшения влияния перетока в зоне капиллярной каймы [97, 98] песок насыпали до уровня грунтовых вод в лоток с

уклоном в сторону нижнего отсека. Из этих же соображений скважину располагали вблизи верхнего отсека.

После установления постоянного расхода воды в скважину (диаметр 9 см, глубина 11 см) вводили 0,5 мкюри раствора радиоактивного индикатора J^{131} . Затем периодически измеряли интенсивность излучения I_n , причем щель зонда была направлена по потоку в сторону нижнего отсека. Для исключения влияния на показания прибора излучения индикатора из объема воды в скважине измеряли фоновую скорость счета I_ϕ при повороте щели зонда на 180° . Интенсивность излучения индикатора, вынесенного из скважины, определялась как разность

$$I = I_n - I_\phi. \quad (50)$$

Результаты экспериментов, проведенных в одних и тех же условиях, но при различных расходах грунтового потока q , показаны в табл. 9 и на рис. 15.

Таблица 9

№ опыта	q , см ³ /мин	v , см/мин	$\tau_{\text{макс}}$ мин	C , см	δ , %
1	69,4	0,70	5	3,50	+18,2
2	36,6	0,37	11	4,07	+4,9
3	30,7	0,31	17	5,26	-22,9
4	26,9	0,27	19	5,13	-19,8
5	16,3	0,16	24	3,96	+7,5
6	6,0	0,06	63	3,79	+11,4
				4,28	14,1%

Из рис. 15 видно, что полученные экспериментально графики зависимости $I(\tau)$ имеют такой же вид, как и теоретические (см. рис. 2). Из теории метода следует (см. гл. I), что произведение $v\tau_{\text{макс}} = C$ должно оставаться постоянным при неизменной геометрии опыта. Данные таблицы показывают, что значения C действительно колебались в относительно небольших пределах (среднее отклонение 14,1%), хотя скорости фильтрации изменялись больше чем на порядок. Найдя путем предварительной тарировки прибора в лотке или грунте его постоянную C , можно по показаниям прибора расчи-

тать скорости фильтрации воды в породе. Следует, однако, отметить, что при малых скоростях потока максимум на графиках $I(\tau)$ становится менее резким. Это снижает точность определения $\tau_{\text{макс}}$ и v .

Таким образом, лабораторные испытания зондового метода подтверждают основные выводы теории и свидетельствуют о принципиальной возможности его использования для быстрого определения направления и скорости фильтрации потока подземных вод.

Для определения направления грунтового потока применяли зонды аналогичной конструкции в двух вариантах: по индикатору, сорбированному стенками скважины, и индикатору, вынесенному из скважины [57].

На рис. 16 показаны результаты применения зонда

Уклон \longrightarrow

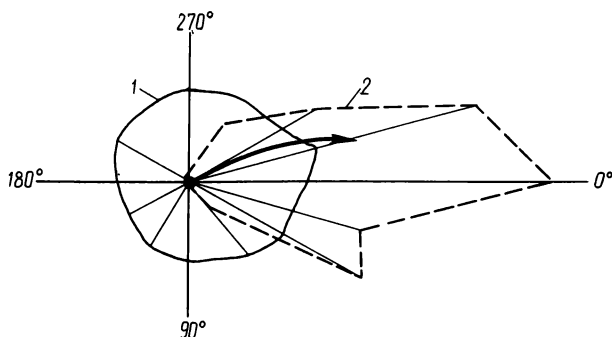


Рис. 16. Результаты применения зонда для определения направления грунтового потока по одной скважине: 1 — эпюра зарегистрированной зондом интенсивности излучения; 2 — зона распределения индикатора в грунте, обнаруженная координатным методом.

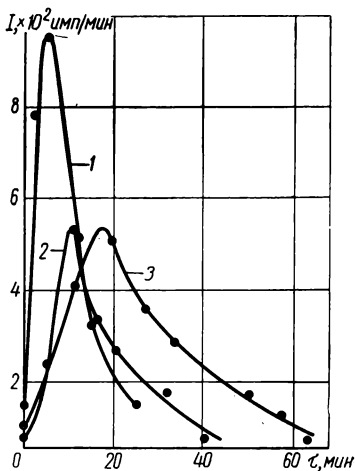


Рис. 15. Экспериментальные графики изменения регистрируемой зондом интенсивности излучения I во времени опыта τ :

1, 2, 3 — номера опытов из табл. 9.

для определения направления грунтового потока на осушенной торфяной залежи. Зонд работал с батарейным радиометром ППР-64 [18—20, 99] с пересчетной схемой на тиратронах холодного свечения. В качестве радиоактивного индикатора использовали J^{131} , который заливали в скважину диаметром 10 см и глубиной 0,7 м. Измерения были проведены через двое суток после инъекции индикатора. Направление движения потока грунтовых вод, полученное при помощи зонда и показанное стрелкой, совпадает с направлением гидравлического уклона. Контрольные измерения, выполненные координатным методом, подтвердили результаты зондового метода. Пунктирными линиями на рис. 16 показана зона активности, расположение которой совпадает с направлением, где показания зонда максимальны.

Глава III

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ПОЛЕВЫХ РАДИОИНДИКАТОРНЫХ РАБОТ

Методика проведения полевых работ включает в себя подготовку скважины, введение в нее радиоактивного индикатора, периодический отбор проб воды для определения концентрации индикатора или ее измерение непосредственно в скважине, а также способы обработки и интерпретации результатов наблюдений. При проведении этих исследований необходимо учитывать некоторые особенности радиоактивных индикаторов: радиационную опасность, распад метки, наличие естественного фона, самопоглощение излучения. Отличается от способов определения концентрации солей и красителей и техника радиометрических измерений. Остановимся более подробно на специфике радиоиндикаторных работ, отличающей эту методику от всех известных [1—4, 34, 48, 55, 64].

Введение радиоактивного индикатора

Для введения радиоактивного индикатора в скважину используются различные приемы. Если метка вводится в определенный слой воды в глубокой скважине, то чаще всего применяют дистанционное разрушение запаянной стеклянной ампулы, содержащей раствор радиоактивного индикатора. Приспособление для ввода представляет собой перфорированный металлический или пластмассовый стакан, в котором помещается ампула и разрушающее устройство (механическое или электрическое). Стакан на тросе опускается на нужную глубину в скважину. Механическое разрушающее устройство выполняется в виде ударника с пружиной, ко-

торый удерживается фиксирующим шариком и чекой [100]. Иногда просто по тросу сбрасывают на ампулу металлический груз [59, 101]. Применяются также электрические взрыватели, состоящие из порохового заряда и электрозапала из константановой проволоки [100], или электромагнитные устройства, спускающие пружинный механический ударник [36, 47]. Как показали исследования Н. Я. Флексера [100], такие приспособления позволяют вводить индикатор в скважину с точностью до 10 см по глубине, причем толщина меченого слоя при механическом разрушающем устройстве составляет 10—15 см, а при использовании электровзрывателя зависит от мощности заряда. Иногда приспособление для инъекции находится в одном корпусе с регистрирующим устройством [50]. Выпуск индикатора в камеру, изолированную от воды в скважине, осуществляется с помощью сжатого воздуха.

Для равномерного распределения индикатора по всей глубине скважины инъекцию проводят в отдельных точках с интервалом в несколько метров, после чего вода в скважине перемешивается железной спиралью [27, 36, 76]. В неглубокие скважины (например, в торфяных грунтах) индикатор вводится при помощи шланга, который оканчивается стеклянной бюреткой, содержащей раствор индикатора. Для инъекции индикатора нажимают на резиновую грушу, присоединенную сверху к шлангу. Индикатор вводят порциями через 0,5—1 м по глубине и затем воду в скважине перемешивают.

Иногда вместо разовой инъекции ведут непрерывную закачку индикатора, который поступает в скважину, например, из бутылки под действием сжатого газа с постоянным расходом 5—10 л/ч [75]. Проводят также закачку в скважину нескольких последовательных порций индикатора с интервалом в несколько часов [10, 44], однако в этом случае затрудняется интерпретация получаемых результатов [54].

Количество индикатора, необходимое для проведения опыта, может быть заранее установлено расчетным путем [44, 102, 103]. При этом учитывается разбавление индикатора в воде в связи с молекулярной и конвективной диффузией. Активность пусковой порции A_0 может быть оценена по формуле

$$A_0 = AHn(d + 2\sqrt{D_*\tau})^2 \exp\left(\frac{0,69\tau}{T}\right) \text{ кюри}, \quad (51)$$

где H — мощность исследуемого пласта, $см$, и n — его пористость; d — диаметр пусковой скважины, $см$; D_* — коэффициент конвективной диффузии, $см^2/сек$; τ — время, прошедшее с момента запуска метки, $сек$. Максимальная удельная активность воды в наблюдательной скважине A ($кюри/см^3$) должна быть выбрана в соответствии с чувствительностью радиометрической аппаратуры. В формуле учтено влияние радиоактивного распада, что существенно при использовании радиоактивных изотопов с малым периодом полураспада. Более точные расчеты пусковой порции могут быть сделаны по формуле, предложенной в работе [103].

В качестве ориентировочных данных можно рекомендовать для опытов в минеральных породах и грунтах начальную удельную активность J^{131} 2 $мккюри/л$ воды в скважине запуска [36] при работе по методу наблюдений за изменением в ней концентрации индикатора. В торфяном грунте рекомендуется вводить в скважину 0,1—0,3 $мккюри/л$ радиоактивного индикатора S^{35} [18, 63]. При работе по методу наблюдательных скважин в зависимости от глубины скважин и расстояния между ними вводится от 2 до 200 $мкюри$ J^{131} или S^{35} [18, 25, 26, 59, 74, 100, 101]. При работе с тритием, используемым обычно для удаленных друг от друга скважин, пусковая активность выше вследствие меньшей чувствительности методов регистрации и значительного разбавления метки на больших расстояниях. Размер пусковых порций составляет обычно несколько кюри.

Расчеты Медеши [59] показали, что даже в пусковой порции активностью 50 $мкюри$ J^{131} концентрация иода примерно на порядок ниже, чем в природной грунтовой воде. Это свидетельствует о ничтожно малой весовой концентрации радиоактивной метки, исключающей возможность изменения естественных свойств воды и породы.

Радиоактивные изотопы доставляются к месту работ в контейнерах из свинца (J^{131} , $Bг^{82}$) или пластмассы (S^{35} , H^3). При работе с J^{131} желательна закладка ампулы в пусковое устройство производить в лаборатории и перевозить в свинцовом контейнере. Можно закладывать ампулы и в полевых условиях, используя манипуляторы. После введения в скважину индикатор радиационно безопасен, так как слой породы служит обычно доста-

точной защитой от излучения. Пусковое устройство извлекают из скважины через сутки после инъекции. Его помещают в пластиковый мешок или контейнер-сборник и доставляют для очистки и новой зарядки в лабораторию. Инъекцию и извлечение ведут в спецодежде. Проверка инъектирующих устройств проводится в холостом опыте с чернилами. При использовании электровзрывателей тонкостенный пластмассовый корпус и ампула разрываются, и их осколки падают на дно скважины. В этом отношении они намного удобнее, хотя и несколько дороже.

Поставляют короткоживущие радиоактивные изотопы (J^{131} , $Bг^{82}$) в соответствии с намеченной программой исследований.

Радиоиндикаторные работы должны быть согласованы с местными органами санинспекции. Транспортировку, хранение и дозиметрический контроль ведут в соответствии с инструкцией по работе с радиоактивными веществами при геологических исследованиях [104].

Разбавление радиоактивного индикатора подземными водами должно быть таким, чтобы в местах возможного забора воды и в открытых водоемах концентрация его была меньше предельно допустимой (ПДК), устанавливаемой для каждого изотопа [104].

Для оценки зоны загрязнения можно использовать формулу [54, 103]

$$\frac{c}{c_0} = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erf} \left(\frac{x - \frac{v\tau}{n} + v\tau_0}{2 \sqrt{\frac{D_*\tau}{n}}} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{x - \frac{v\tau}{n} - v\tau_0}{2 \sqrt{\frac{D_*\tau}{n}}} \right) \right], \quad (52)$$

где n — пористость породы; v — скорость фильтрации; D_* — коэффициент конвективной диффузии; τ_0 — время, за которое поток проходит расстояние, равное радиусу пусковой скважины. Зная предельно допустимую концентрацию c и начальную концентрацию индикатора в скважине c_0 , можно найти размер зоны загрязнения x

через τ часов после начала опыта. ПДК в воде открытых водоемов и источников водоснабжения составляет, *кюри/л*: $6 \cdot 10^{-10}$ для J^{131} ; $7 \cdot 10^{-9}$ для S^{35} ; $1 \cdot 10^{-8}$ для $Bг^{82}$ и Co^{60} ; $5 \cdot 10^{-7}$ для Cr^{51} ; $3 \cdot 10^{-7}$ для трития [104]. Таким образом, индикаторы Cr^{51} , $Bг^{82}$ и Co^{60} могут быть использованы в более высокой концентрации, чем J^{131} и S^{35} .

Отбор проб воды и измерение концентрации радиоактивного индикатора

Пробы воды для измерения концентрации радиоактивного индикатора в скважинах отбирают пробоотборниками различных конструкций (рис. 17). Если требуется определить среднюю концентрацию индикатора в скважине, воду предварительно перемешивают мешалкой, затем в нескольких местах по высоте отбирают пробы, из которых готовят среднюю пробу для радиометрического анализа.

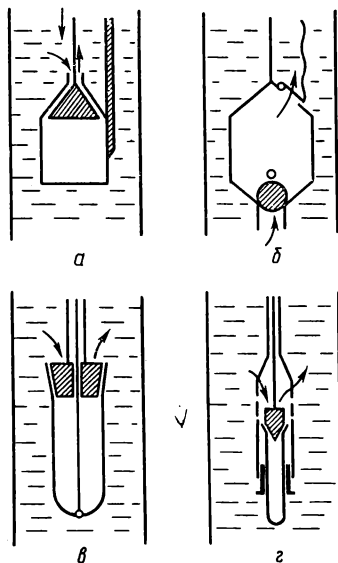


Рис. 17. Принципиальные схемы приборов для отбора проб радиоактивного раствора из скважин.

При послойных измерениях скоростей движения воды пробы отбирают последовательно с различных горизонтов. Для того чтобы избежать нарушений в распределении индикатора, пробоотборник опускают медленно, отбирая пробы сначала из верхних слоев, а затем из нижних. Желательно, чтобы диаметр пробоотборника был много меньше диаметра скважины. Для этой цели используют также стационарные приспособления для отбора проб, остающиеся в скважине в течение всего времени наблюдений (рис. 18). В этом случае распределение концентраций практически не нарушается.

В пробоотборнике на рис. 17, *а* конический клапан открывается при помощи держателя [38]. Подвешенный на тросе пробоотборник на рис. 17, *б* снабжен шаровым клапаном [101]. В конструкции на рис. 17, *в* проба отбирается при открывании пробки, скользящей по направляющему тросу [100]. В варианте рис. 17, *г* этот же принцип используется для отбора проб воды в стандартные стеклянные пробирки [105].

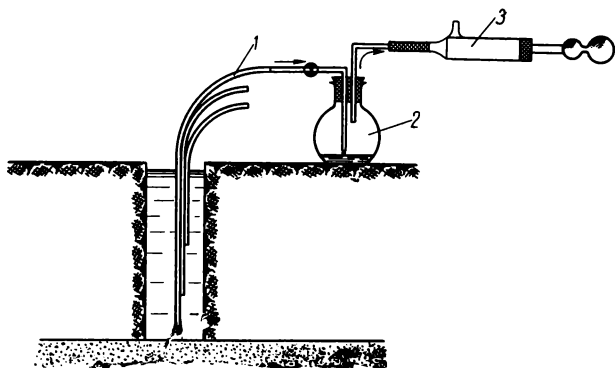


Рис. 18. Схема стационарного пробоотборника для послойных измерений концентрации индикатора в скважине.

Пробоотборное устройство, показанное на рис. 18, состоит из пакета 1 тонких хлорвиниловых трубок (внутренний диаметр 3—4 мм), нижние открытые концы которых располагаются с интервалом 0,5 м. Для отбора пробы из нужного горизонта трубку присоединяют к колбе 2 и ручным насосом 3 создают в ней разрежение. Первые порции воды, равные примерно 2—3 объемам воды в трубке, сливают обратно в скважину, следующие порции — в пронумерованные пробирки. Пробоотборник приспособлен для работы в неглубоких скважинах. Трубки укрепляются в скважине, а колба и насос входят в комплект переносной аппаратуры.

Объем отбираемых проб колеблется от 10 до 100 мл. Чем меньше концентрация индикатора, тем больше должен быть объем пробы. Однако он должен оставаться достаточно малым (1—3%) по сравнению с объемом воды, в который введен индикатор или в котором ана-

лизуется его появление. Интервалы времени между отборами проб зависят от скорости потока подземных вод и расстояния между скважинами. Они могут быть от нескольких минут до нескольких суток.

Отобранные пробы, помещенные в закрытые пробками пробирки или бутылки, доставляют в лабораторию для радиометрического анализа. Отбор проб и их расфасовку ведут в спецодежде на противнях, выстланных фильтровальной бумагой, чтобы избежать неконтролируемых потерь индикатора. Если количество активности в пробе не превышает 1 мккюри для J^{131} и Co^{60} , 10 мккюри для $Bг^{82}$, S^{35} и Cr^{51} и 100 мккюри для H^3 , то работа с пробами может проводиться без принятия специальных мер по радиационной защите [104]. Этими цифрами и следует руководствоваться при выборе объема отбираемых проб. Как правило, активность отбираемых из скважин проб воды не превышает указанных величин. Это делает работы по отбору проб безопасными.

Перед проведением анализа пробы очищают фильтрованием* и концентрируют выпариванием (для J^{131} — при температуре ниже $+70^{\circ}C$) или путем перевода радиоактивного элемента в нерастворимое соединение [27, 36, 106]. Жидкие пробы объемом 0,5—1 мл переносят микропипеткой в штампованные из фольги чашечки стандартных размеров и высушивают. При переводе индикатора в нерастворимое соединение твердый радиоактивный осадок концентрируют на кружке плотной фильтровальной бумаги. Полученные препараты помещают под газоразрядный счетчик, торцовый (для S^{35}) или цилиндрический (для J^{131} , $Bг^{82}$, Co^{60}), и при помощи сетевой радиометрической установки [107] типа Б-2 или Б-3 измеряют скорость счета импульсов N , пропорциональную концентрации индикатора в пробе c .

Все измерения ведут при одинаковом взаимном расположении детектора и препарата, что позволяет определять относительную концентрацию индикатора $c/c_0 = N/N_0$, которая необходима для расчета параметров потока подземных вод. Измерение абсолютной активности проб, представляющее известные трудности, не обязательно. При стандартных размерах и обычных

* При этом следует убедиться в том, что фильтр не сорбирует радиоактивную метку.

способах приготовления препаратов в результаты радиометрических измерений вносят поправки только на собственный фон счетчика и распад изотопа:

$$N = (N_{\text{п}} - N_{\text{ф}}) \exp\left(\frac{0,69\Delta\tau}{T}\right), \quad (53)$$

где $N_{\text{п}}$ — скорость счета для препарата, *имп/мин*; $N_{\text{ф}}$ — фон счетчика; $\Delta\tau$ — интервал между моментом проведения радиометрических измерений (записывается в журнале) и временем, к которому приводятся результаты всех измерений (удобно использовать время измерения активности первой пробы).

Чтобы не вводить поправок на радиоактивный распад, активность всех проб часто измеряют в одно и то же время. Если $\Delta\tau \leq \frac{T}{70}$, то поправка, учитывающая влияние распада, не превышает 1%, и ею можно пренебречь. Значение $\Delta\tau$ для H^3 составляет примерно два месяца, для S^{35} — одни сутки, для J^{131} — около 3 ч и для Br^{82} — 30 мин.

Время, необходимое для измерения содержания индикатора в анализируемой пробе с заданной точностью δ , рассчитывается по формуле

$$t = \left(\frac{100}{\delta}\right)^2 \frac{1}{N} \text{ мин}, \quad (54)$$

где N — скорость счета препарата, *имп/мин*. При проведении радиоиндикаторных работ считается, что точность измерения концентрации индикатора в пробе 2—3% достаточна. Для получения высоких скоростей счета импульсов N , сокращающих время радиометрического анализа, проводится предварительное концентрирование индикатора. Важен также правильный выбор размеров препарата, геометрии измерений и чувствительности детектора к регистрируемому излучению. Все эти сведения можно найти в специальной литературе [18, 20, 108—110].

При работе по методу наблюдательных скважин часто приходится определять момент появления индикатора в скважине. Проба может считаться содержащей индикатор, если превышение скорости счета импульсов

над фоном втрое больше средней статистической ошибки измерений, т. е.

$$N_{\text{п}} - N_{\text{ф}} \geq 3 \sqrt{\frac{N_{\text{п}}}{\tau_{\text{п}}} + \frac{N_{\text{ф}}}{\tau_{\text{ф}}}}, \quad (55)$$

где $\tau_{\text{п}}$ и $\tau_{\text{ф}}$ — время измерения активности препарата и фона соответственно. Вероятность того, что проба содержит активность, составляет в этом случае 95%.

Иногда подземные воды обладают естественной радиоактивностью. Тогда в результаты измерений N надо вносить поправку на собственную активность воды. В обычных условиях эта поправка несущественна.

Для измерения концентрации трития используются различные методики. Большое распространение в гидрогеологической практике получили газоразрядные детекторы с внутренним заполнением, чувствительность которых составляет 10^{-4} — 10^{-5} мккюри/мл [9, 10, 111]. Еще более высокая чувствительность может быть получена при использовании в качестве рабочего газа очень чистого пропана вместо этилена [112]. Для снижения космического фона детектор окружают кольцом из счетчиков, включенных на антисовпадения с детектором. Пробы воды подвергают предварительной очистке и электролитическому обогащению. Затем проводят разложение воды окисью кальция в присутствии цинковой пыли при температуре 500 °С. Газообразные пробы водорода, выделяющегося в ходе этой реакции, вводят вместе с рабочим газом внутрь детектора объемом 0,5 л [9, 10].

Проведение радиометрического анализа по этой методике очень сложно и требует наличия хорошо оборудованной лабораторной базы. Менее сложен метод измерения концентрации трития с помощью жидкостных сцинтилляционных счетчиков, однако чувствительность этого метода ниже, чем первого. Стабильно работает установка с проточной кюветой, в которую заливается смесь жидкого сцинтиллятора (диоксан) и анализируемой воды в соотношении 5:1 [8, 113]. Кювета постоянно закреплена между фотокатодами двух фотоэлектронных умножителей, подключенных через схему совпадений к регистрирующему устройству скорости счета импульсов радиометру. После проведения каждого измерения кювету промывают смесью, подготовленной для анализа следующей пробы. Рекомендуется вести измерения в порядке нарастания их удельной активности.

Измерение концентрации индикатора в скважинах с помощью зондов

Измерение концентрации индикатора непосредственно в скважине, без отбора проб, имеет значительные преимущества. Такая возможность представляется при использовании радиоактивных индикаторов, обладающих проникающим излучением (жесткое β - и γ -излучения). Этим требованиям удовлетворяют изотопы J^{131} , $Bг^{82}$, $Со^{60}$ и $Сг^{51}$, регистрация излучения которых осуществляется с помощью погружаемых в скважину зондов различных конструкций [18, 25—27, 36, 37, 43, 47, 50, 59, 100, 114].

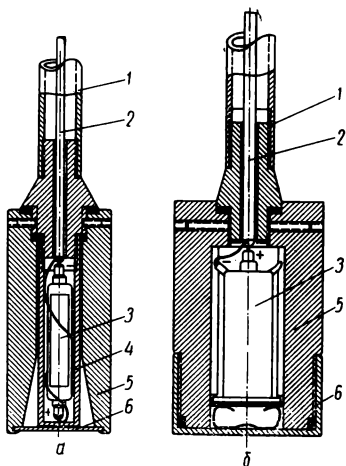


Рис. 19. Конструкции зондов для измерения концентрации радиоактивных индикаторов в скважинах.

Зонд состоит из детектора — газоразрядного счетчика, помещенного в герметическую оболочку. В качестве детекторов удобно использовать низковольтные галогенные счетчики типа СТС или СБТ [107]. На рис. 19 показаны конструкции зондов Калининского торфяного института, погружаемых на глубину до 4—5 м в скважину при помощи штанг 1, через которые пропущен кабель РК-19(2). Кабель соединяет детектор 3 с батарейным радиометром ПР-4 [18] или ППР-64 [20, 99]. Детектор помещен в герметический корпус 4 небольшого объема, в котором находится поглощающее пары воды вещество ($CaCl_2$, P_2O_5 и др.). Это позволяет избежать конденсации влаги на счетчике при погружении зонда в воду с более низкой температурой, чем воздух.

С боковой поверхности счетчик экранируется слоем свинца 5 от влияния излучения индикатора, вынесенного потоком из скважины в породу. Следует отметить, что использование незаэкранированных детекторов приводит к большим ошибкам и требует введения специальных поправок. Нижняя часть зонда закрыта тонкой алю-

миниевой или пластмассовой пластинкой b , через которую излучение попадает в счетчик. Детектор регистрирует, таким образом, концентрацию индикатора в слое воды толщиной до $0,3 \text{ м}$ (для J^{131}), расположенном ниже зонда. Однако основной вклад дают близлежащие слои.

Детекторы СТС (рис. 19, *а*) регистрируют активность в основном по γ -излучению. Использование торцовых счетчиков (рис. 19, *б*) позволяет вести регистрацию β -излучения, что повышает эффективность прибора. Чувствительность зондов может быть еще более высокой, если в качестве детекторов использовать сцинтилляционные счетчики [36, 50].

При большой длине кабеля в зондах устанавливается выносной малогабаритный усилитель на транзисторах [20, 26, 100]. В этом случае измерения можно вести на глубине до 100 м . При использовании счетчиков СТС-6 минимальная активность, регистрируемая зондом, 10^{-8} кюри/л для J^{131} в воде скважины [25, 26].

Диаметр зондов составляет обычно от $3,5$ до 5 см . В тех случаях, когда их перемещение в скважине может вызвать заметное перераспределение индикатора, используют конструкции, состоящие из серии неподвижно укрепленных на различной глубине в скважине зондов [37, 45]. От каждого зонда сделан вывод к наземной регистрирующей схеме.

Материал корпуса зонда не должен сорбировать радиоактивный индикатор. Однако небольшая часть активности все же может поглощаться. Это создает дополнительный фон N'_ϕ , который необходимо вычитать из результатов измерений. Для определения N'_ϕ следует проводить систематические контрольные измерения зондом в чистой воде. Надо также иметь в виду, что космический фон в скважине снижается на глубине нескольких метров в связи с отсечкой мягкой компоненты космического излучения. Поэтому перед началом радиоиндикаторных работ рекомендуется измерить фон зондом на всей рабочей глубине чистой скважины (до введения индикатора). Это позволит учесть одновременно влияние радиоактивности горных пород и воды. Скорость счета импульсов N , пропорциональную концентрации индикатора в скважине, определяют по формуле

$$N = (N_3 - N_\phi - N'_\phi) \exp\left(\frac{0,69\Delta\tau}{T}\right) \quad (56)$$

(N_3 — регистрируемая зондом скорость счета импульсов), причем N'_ϕ может меняться во времени, а N_ϕ является функцией глубины измерений. Распад индикатора, минимальное время одного измерения и наличие активности рассчитываются таким же образом, как при отборе проб.

Важное значение имеет соотношение между диаметром скважины d и диаметром зонда: $F = \frac{d}{d_3}$. При больших значениях F , особенно в случае обсаженных скважин, влияние излучения из породы резко снижается. Это позволяет обойтись без боковых экранов, что уменьшает диаметр зонда и увеличивает объем анализируемой детектором воды. Чувствительность зонда и его разрешающая способность по отношению к изменениям концентрации по глубине скважины при этом заметно улучшаются. Чем меньше F , тем большей толщины должна быть боковая защита. Так как минимальный диаметр зонда ограничен размерами детектора, желательно использовать скважины большого диаметра, где перемещения зонда будут мало влиять на складывающееся в ходе опытов распределение индикатора по глубине скважины.

При измерении концентрации индикатора в наблюдательных скважинах удобен зонд со свинцовым экраном, в котором сделаны вертикальные прорезы в направлении, перпендикулярном направлению движения подземных вод. Это позволяет более точно определить прохождение волны активности через породу вблизи скважины. По данным Н. Я. Флексера [26], при работе с J^{131} удается дополнительно регистрировать излучение из слоя грунта толщиной до 30 см. Таким образом, в этом случае следует экранировать зонд со стороны пусковой скважины и с противоположной стороны.

Удачная конструкция зонда [50] для работы по методу разбавления показана на рис. 20. Индикатор при помощи клапана 1 вводится из резервуара 2 в камеру 5, изолированную от остального объема воды в скважине уплотняющими шинами 3. Вода в камере непрерывно перемешивается электромагнитной мешалкой 4. Концентрация индикатора в камере регистрируется сцинтилляционным счетчиком 6 с фосфором $NaJ(Tl)$ размерами $2,5 \times 2,5$ см. Экран 7 защищает детектор от излучения

индикатора, находящегося вне камеры. Кабель, прикрепленный к тросу, соединяет детектор с наземной регистрирующей установкой.

Такой зонд дает возможность измерять послойные расходы воды методом наблюдений за изменением концентрации индикатора на различной глубине скважины. Этот же зонд может быть использован и в наблюдательной скважине, где с его помощью можно регистрировать прохождение индикатора из пусковой скважины через различные слои породы. Работы ведутся с индикатором J^{131} .

В качестве регистрирующих устройств часто применяются батарейные интенсиметры — стрелочные приборы с интегрирующей схемой [43, 114]. Скорости счета импульсов определяются по показаниям микроамперметра. Однако точность измерения концентрации индикатора этими приборами невысока (5—15%). Значительно более высокой точностью измерения обладают радиометрические приборы с пересчетными схемами. При наличии электроэнергии лучше пользоваться сетевыми радиометрами типа Б-2, Б-3, «Флокс» или «Волна». Можно использовать и батарейные радиометры типа ППР-64, ПК-106 и «Звезда» [20, 98, 107].

Комплект сетевой регистрирующей аппаратуры с записью показаний пяти зондов, устанавливаемых в скважинах диаметром более 5 см, разработан Московским филиалом института Оргэнергострой [100]. Коммутирующее устройство обеспечивает последовательную запись показаний от каждого из пяти зондов с интервалом 5 мин. Самописец включается автоматически после появления активности

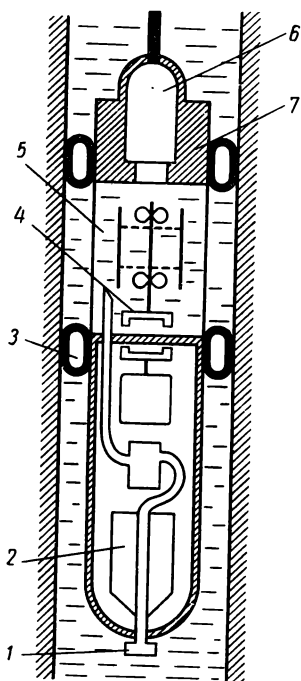


Рис. 20. Схема зонда для послойных измерений концентрации индикатора в пусковой скважине.

в скважине. Для отметки времени используют синхронный моторчик Уоррена. Силовой блок состоит из двух стабилизированных выпрямителей.

Применение этого комплекта значительно облегчает проведение радиоиндикаторных работ в натуральных условиях и позволяет повысить точность наблюдений. Такой комплект использовался для исследования процессов фильтрации воды в теле плотины на Горьковской ГЭС [25, 26].

Обработка результатов радиоиндикаторных опытов

Рассмотрим вначале радиоиндикаторную методику измерения расхода подземных вод, основанную на наблюдениях за изменением концентрации индикатора в пусковой скважине. Теория этого метода была изложена в гл. I.

Для надежного измерения расхода потока подземных вод необходимо получить не менее 4—5 значений концентрации индикатора c для различных моментов времени τ . Полное время проведения всех измерений можно оценить, пользуясь формулой (2), приняв объем меченой воды в скважине $V_0 = \frac{\pi d^2 h}{4}$ (h — высота слоя меченой воды, d — диаметр скважины) и расход потока $q = vhd$ (v — скорость фильтрации). После этих преобразований получим значение времени, соответствующее изменению концентрации c по сравнению с начальной c_0 в e^2 раз ($\ln \frac{c_0}{c} = 2$), что достаточно для надежного измерения расхода этим методом:

$$\Delta\tau = \frac{\pi d}{4v}. \quad (57)$$

Разделив $\Delta\tau$ на число намеченных измерений m , получим значения интервалов времени между моментами отбора проб или измерениями концентрация индикатора зондами. Для этого необходимо задаться предварительно значением вероятной скорости фильтрации v . Так, для скоростей фильтрации 5 м/сутки весь опыт займет (при $d=0,1$ м) 25 мин, а для $v=0,5$ м/сутки $\Delta\tau$ составит около 4 ч.

Первый отбор пробы для измерения c_0 проводится сразу после инъекции и перемешивания индикатора. Од-

нако в некоторых случаях в связи с возможной сорбцией метки, ее диффузией и недостаточно равномерным распределением начальный участок графика $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$ может не давать требуемой теорией линейной зависимости [18, 43, 50]. Поэтому для расчета q следует использовать только тот участок зависимости $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$, начиная с которого график имеет линейный характер. Если угловым коэффициентом этой прямой обозначить A , то расход потока подземных вод и скорость фильтрации можно найти по формулам:

$$q = \frac{V_0 A}{\varepsilon}; \quad v = \frac{\pi d A}{4\varepsilon}. \quad (58)$$

На рис. 21 показаны графики $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$, полученные для двух параллельных опытов в торфяном грунте. Измерения расхода грунтового потока проводились в соседних скважинах № 50 и 51 диаметром $d=0,1$ м и глубиной $h=1,5$ м с помощью радиоактивного индикатора S^{35} . Результаты опытов свидетельствуют о достаточно хорошей воспроизводимости результатов (для № 50 $v=4,2$ см/сутки, для № 51 $v=4,8$ см/сутки), малом разбросе точек и линейности графиков $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$. Заштрихованными столбиками на рис. 21 показано количество выпавших в период наблюдений атмосферных осадков (H , мм). Как видно из графиков, они аккумулировались верхними слоями в зоне аэрации и не влияли на режим грунтового потока. Послойные измерения скорости фильтрации этим методом выполнены в работах [27, 30, 36].

Ошибки и отклонения от теоретической линейной зависимости могут возникнуть при недостаточно хорошем перемешивании воды в скважине. Если конвекционные токи и циркуляционное движение, возникающее из-за отличия потока в скважине от плоскопараллельного, недостаточны для равномерного распределения индикатора в объеме скважины (высокие скорости, неоднородная по проницаемости порода), следует использовать механические мешалки. Хорошее решение этой проблемы да-

но в работе [50]. Схема использованного прибора показана на рис. 20.

При послойном измерении расхода подземных вод пробы отбираются из различных горизонтов пробоотборниками (см. рис. 17) или же проводятся соответствующие измерения зондами. Следует обращать внимание на то, чтобы при отборах проб не нарушалось сложившееся

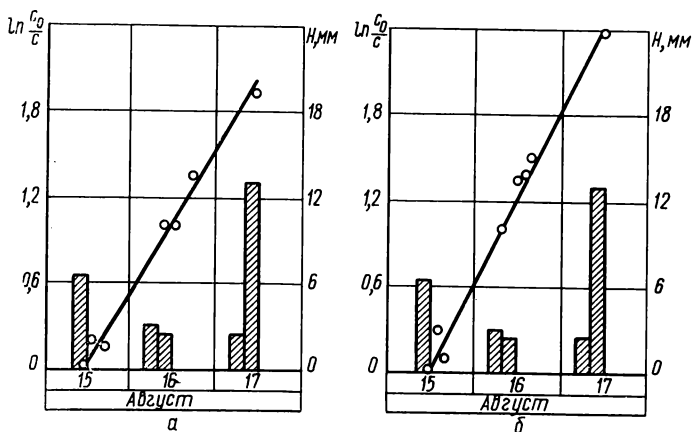


Рис. 21. Результаты наблюдений за изменением концентрации радиоактивного индикатора S^{35} в скважинах № 50 (а) и 51 (б).

распределение индикатора по высоте скважины. Лучше использовать неизвлекаемые пробоотборники (см. рис. 18) или неподвижно установленные зонды. Послойные измерения возможны только в том случае, если напор в пересекаемом скважиной пласте постоянен по вертикали и нет перетока воды по скважине из одного горизонта в другой.

Метод разбавления можно использовать не только для относительно коротких разовых измерений расхода потока подземных вод, но и для длительных режимных наблюдений [115]. В этом случае надо учитывать влияние возможного изменения скоростей и даже направления потока. Для вычисления средних расходов по формулам (4) и (5) следует использовать участки графиков, где функция $\ln \frac{c_0}{c}$ (τ) монотонно возрастает. Снижение

значений $\ln \frac{c_0}{c}$ свидетельствует об изменении направления потока. О возможности расчетов q в этом случае было сказано в гл. II.

Для иллюстрации этого метода на рис. 22 показаны результаты двухмесячных наблюдений за изменением концентрации индикатора S^{35} в скважине № 23, заложеной в торфяном грунте вблизи щелевой дрены. Зна-

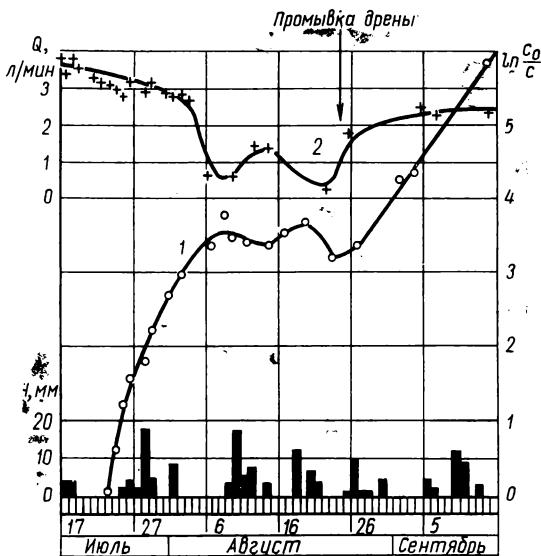


Рис. 22. Изменения концентрации радиоактивного индикатора S^{35} в скважине № 23 (кривая 1) и дебита щелевой дрены (кривая 2), в зоне действия которой располагалась скважина. Черные столбики — количество выпавших атмосферных осадков.

чения дебита дрены Q приведены на том же графике в функции времени. С 17/VII по 4/VIII, когда дебит дрены постепенно снижался, в такой же степени уменьшался и наклон отдельных участков зависимости $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$. Когда 7/VIII произошла закупорка дрены и ее дебит упал почти до нуля, концентрация индикатора в

скважине также практически перестала изменяться. После промывки дрены 24/VIII ее дебит начал возрастать. Одновременно с этим начала снова уменьшаться и концентрация индикатора в скважине. Таким образом, по графикам $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$ можно следить за изменениями режима грунтового потока, например в ходе осушения и мелиорации, за колебаниями q при смене сезонных и климатических условий и т. д.

При длительных опытах для сохранения высокой концентрации можно проводить дополнительные инъекции индикатора в ту же скважину.

Число скважин, необходимых для характеристики потока подземных вод в пределах интересующего участка, определяется степенью однородности породы и точностью радиоиндикаторных измерений. Так, например, исследования, выполненные на неосушенных торфяных массивах, показали, что в пределах однородного по стратиграфии участка достаточно закладывать одну скважину на несколько гектаров исследуемой площади.

Методика радиоиндикаторных работ с помощью наблюдательных скважин существенно отличается от описанной выше. Здесь основное внимание должно быть уделено не установлению характера изменения концентрации M в наблюдательной скважине, а, возможно, более точному определению моментов времени τ_0 и τ_{\max} , соответствующих появлению концентрации и максимуму концентрации индикатора. Так как периодический отбор проб или измерение активности зондами дают возможность определять τ_0 и τ_{\max} с точностью до величины интервала времени между замерами, следует либо учащать замеры при τ , близких к τ_0 и τ_{\max} , либо использовать автоматическую запись, что предпочтительнее. Абсолютные значения удельной активности также не нужны, так как для расчетов используются не значения концентрации, а положение характерных точек на оси времени. Снижаются требования и к качеству перемешивания, особенно при удаленных скважинах, а также при регистрации активности в грунте зондом вблизи наблюдательной скважины.

На рис. 23 приведены результаты двух параллельных опытов, выполненных по методу наблюдательных скважин в торфяной залежи. Наблюдательные скважины

№ 166 и 150 диаметром 0,1 м располагались на расстоянии 0,25—0,3 м от пусковых скважин № 167 и 151 в направлении грунтового потока, которое на осушаемом открытом дренаже участке было заранее известно. Сплошными линиями показано изменение концентрации индикатора M в наблюдательных скважинах, а пунктирными — значения $\ln \frac{c_0}{c}$ для пусковой скважины. Наблюдения вели в течение двух недель с помощью индикатора S^{35} .

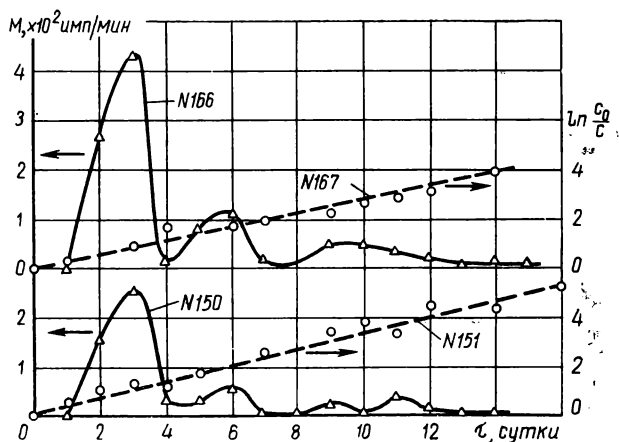


Рис. 23. Результаты наблюдений за изменением концентрации радиоактивного индикатора в наблюдательных скважинах № 166 и 150 и пусковых скважинах № 151 и 167.

Средняя скорость движения воды на участке между скважинами при близком их расположении рассчитывается по формулам (20), а расход воды — по формулам (21). Для цилиндрических скважин эти формулы имеют следующий упрощенный вид:

$$u = \frac{L}{\tau_{\max}} + \frac{\pi d}{8\tau_{\max} n} = \left(L + \frac{\pi d}{8n} \right) \frac{1}{\tau_{\max}}, \quad (59)$$

$$q = \left(nL + \frac{\pi d}{8} \right) \frac{hd}{\tau_{\max}}, \quad (60)$$

где τ_{\max} — время прохождения максимума концентрации через наблюдательную скважину, отсчитанное с момента запуска метки.

Для расчетов должна быть известна активная пористость породы (оценочные значения для различных пород можно найти, например, в работе [116]) и диаметр скважин d . В опытах, результаты которых изображены на рис. 23, было получено: 1) для скважин № 150 и 151 ($V_0 = V_n = 1,96$ л, $L = 0,3$ м) $\tau_{\text{макс}} = 3$ суток, $q = 0,42$ л/сутки; 2) для скважин № 166 и 167 ($V_0 = 2,59$ л, $V_n = 2,12$ л, $L = 0,25$ м) $\tau_{\text{макс}} = 3$ суток, $q = 0,46$ л/сутки. И в этом случае обнаруживается достаточно хорошая сходимость параллельных опытов, однако лишь при условии одинаковой активной пористости породы на участке измерений. Измеренные комбинированным методом (см. гл. I) значения активной пористости составили 0,047 для скважин № 150 и 151 и 0,064 для скважин № 166 и 167. Расчеты активной пористости вели по формуле (26).

Наблюдая за прохождением индикатора в наблюдательной скважине через различные слои породы, можно проследить и за послойными значениями u . Такие измерения были выполнены с помощью J^{131} в скважине глубиной более 30 м в песчано-гравийных породах [76].

При больших расстояниях между скважинами скорость движения воды рассчитывают по формуле (25). При этом обычно наблюдаются волны концентрации, хорошо заметные даже в случае малых L (см. рис. 23). Наиболее вероятную скорость движения воды следует рассчитывать по времени, соответствующему наибольшей концентрации. Если положения отдельных максимумов четко разделены, можно провести расчеты скоростей движения воды, используя теорию многослойной породы (см. гл. I).

Максимальные скорости фильтрации рассчитываются по времени появления индикатора в наблюдательной скважине. В торфяных грунтах они, как правило, в 5—6 раз больше средних скоростей [18], что связано с сочетанием фильтрационного и струйного механизмов передвижения воды.

Проведение координатных измерений

При проведении работ по методу координатных измерений (см. гл. I) в скважину вводится большее, чем в других методах, количество индикатора — до

5—8 мкюри/л. После инъекции индикатор перемешивается во всем объеме воды в скважине. Больше воду в скважине перемешивать не надо, так как метод координатных измерений является качественным методом.

При исследовании переноса влаги в почвенных горизонтах либо раствор индикатора наносят на поверхность почвы, дно, стенки скважины, либо закладывают в грунт навески породы или вату, пропитанные раствором радиоактивного индикатора [13, 28, 81—83]. Для наблюдений за передвижением меченых атмосферных осадков на поверхность почвы устанавливают металлическую обечайку, на которую натягивают марлю, пропитанную раствором радиоактивного индикатора [18].

При работе с S^{35} и тритием отбор проб ведут почвенным буром. Из отобранных проб прессом отжимают воду, которую анализируют затем известными радиометрическими методами. В этом случае удастся получить наиболее высокие скорости счета импульсов, что повышает точность измерений. При использовании трития можно испарить из почвенной пробы воду и анализировать конденсат.

В некоторых случаях ведут радиометрический анализ S^{35} в подсушенных почвенных пробах, которые после растирания и перемешивания насыпают в стандартные чашечки и помещают под счетчик. Для того чтобы не вводить поправок на самопоглощение излучения, толщина слоя почвы в чашечке должна быть больше максимальной длины пробега β -частиц в веществе (для S^{35} $R_{\text{макс}} = 21 \text{ мг/см}^2$).

При работе с J^{131} , $Вг^{82}$ и другими γ -излучающими индикаторами распределение концентрации индикатора

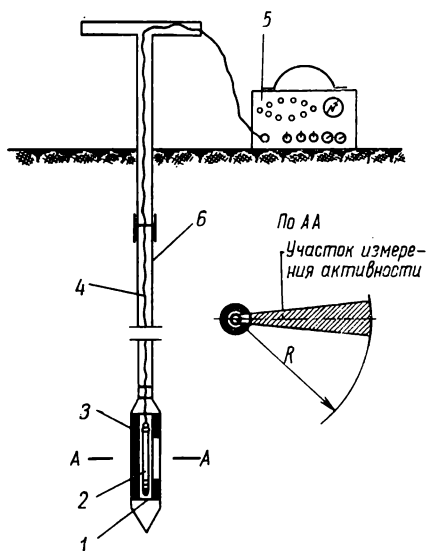


Рис. 24. Схема зонда для проведения координатных измерений в торфяном грунте.

в почве можно исследовать с помощью зондов. Конструкция зонда для работы в торфяных грунтах показана на рис. 24. Зонд состоит из челнока 1 диаметром 3—4 см, внутри которого находится галогенный счетчик 2 типа СТС, окруженный свинцовым экраном 3 с узкой щелью для прохода излучения, что позволяет регистрировать активность отдельных участков грунта. Радиус действия зонда для J^{131} 20—30 см. Счетчик соединен кабелем 4 с батарейным радиометром 5. Зонд заглубляется в торфяной грунт с помощью набора штанг 6.

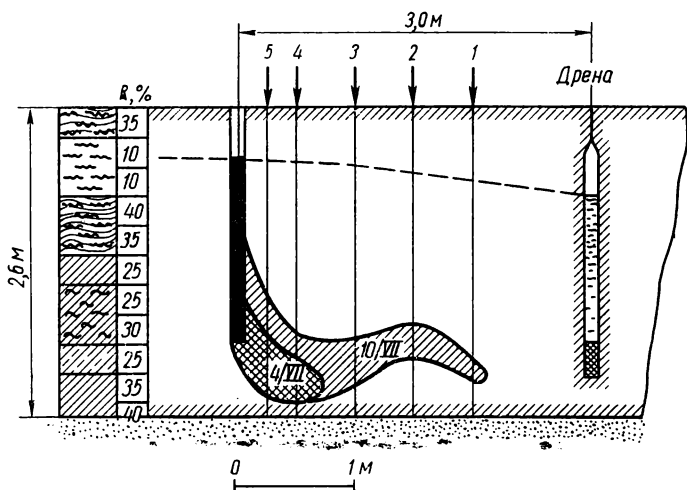


Рис. 25. Результаты двух последовательно проведенных координатных измерений с помощью J^{131} .

При измерении активности участков щель свинцового экрана должна быть расположена под углом 90° к направлению потока. В каждой точке делают два измерения при повороте щели в левую и правую стороны и результаты усредняют. Предварительно на чистом участке грунта измеряют собственный фон счетчика, который вычитается из результатов измерений. Измерения зондом, а также отбор проб ведут от менее активных участков к более активным, т. е. от периферии к скважине или месту введения метки. В этом случае уменьшается возможность переноса метки зондом или буром.

Для изучения динамики перераспределения метки в грунте можно проводить отборы проб или измерения зондом несколько раз, через различное время после введения индикатора. Результаты одного из таких опытов показаны на рис. 25. Индикатор J^{131} был введен в скважину 30/VI. Координатные измерения в направлении щелевой дрены сделаны 4 и 10/VII. Зоны движения меченой воды заштрихованы. Результаты опыта свидетельствуют о наличии одного водопроводящего слоя на глубине около 2 м, по которому вода фильтруется в дренаж. Вертикальными линиями показаны направления зондирований, цифры обозначают порядок их проведения.

Следует, однако, иметь в виду, что при резком различии горизонтальных скоростей движения воды в толще грунта точки с максимальной активностью могут быть расположены на существенно разных расстояниях от места запуска. Поэтому для получения четкой картины потоков надо делать либо большое количество вертикальных зондирований, либо проводить зондирования на разных глубинах в разное время.

Глава IV

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОИНДИКАТОРНЫХ МЕТОДОВ

Изучение движения подземных вод

Естественные потоки подземных вод исследуются главным образом с целью установления возможности использования их для водоснабжения. Радиоиндикаторными методами проводят измерения в случаях, когда по тем или иным причинам не представляется возможным определить ресурсы и производительность проектируемого водозабора. Часто радиоиндикаторными методами определяются зоны питания и разгрузки подземных бассейнов. Очень широко в последнее время стали использовать радиоиндикаторные методы при изучении движения воды в районах развития карстовых явлений.

Эрделицки и Убелл исследовали распределение скоростей фильтрации в верхней 30-метровой толще песчано-гравийных отложений на территории Малой Венгерской равнины [76]. Работы проводились в связи с изучением естественных ресурсов подземных вод. Радиоиндикаторные измерения были выполнены по методу наблюдательных скважин, которые располагались на расстоянии 50 м от пусковой. В пусковой скважине на требуемой глубине (последовательно на 0,2; 1,0; 5; 10; 15; 25 и 30 м ниже уровня воды) разбивали тонкостенные бутылки с раствором радиоактивного индикатора J^{131} . Скорость потока оценивали по максимуму концентрации на графике $M(\tau)$, который строился на основании радиометрического анализа проб, отбираемых из наблюдательных скважин через каждые 2 ч.

В результате проведенных работ установили, что движение потока подземных вод было преимущественно горизонтальным. Доказательством служило то, что в пробах, отобранных ниже или выше глубины инъекции, индикатор не обнаруживался. На основании предварительно определенных в лаборатории коэффициентов фильтрации пород полагали, что скорости потока подземных вод должны быть примерно одинаковыми по всей исследуемой толще. Радиоиндикаторные измерения показали, однако, что это не так. Скорости фильтрации плавно снижались по глубине до 20 м; затем происходило резкое снижение скоростей фильтрации, а на глубинах 25—30 м фильтрации практически не было. Результаты работы позволили уточнить расчетные схемы передвижения воды и оказались полезными при проектировании водозаборных устройств.

В работе Тэрасаки с сотр. [116] описана методика измерений скорости потока подземных вод в одном из районов Японии. При работе с J^{131} по методу наблюдательных скважин было определено, что в исследованном районе скорости потока колеблются от 0,6 до 2,0 м/ч. Последующими расчетами, выполненными на основании результатов радиоиндикаторных измерений, были установлены зоны разгрузки изучаемого артезианского бассейна и сроки замены воды в нем.

Весьма интересные исследования были проведены в Греции с целью оценки ресурсов подземных вод для водоснабжения пунктов, расположенных на морском побережье Пелопонеса [117]. Требовалось установить возможную связь между водами карстовых пустот на плоскогорье Триколи и родниками на побережье. Расстояние между лежащим вверх по течению пунктом инъекции индикатора в поток подземных вод Нестани и нижерасположенными пунктами наблюдений Кефелари и Киверли составляло 20 и 25 км соответственно. Сравнительную быстроту определений гарантировал значительный уклон уровня грунтовых вод (абсолютные отметки трех пунктов равны 636, 26 и 10 м соответственно).

Сначала были сделаны попытки установить взаимосвязь подземных вод с помощью флуоресцеина, 12,5 кг которого было загружено в пусковую скважину Нестани. Однако в пунктах наблюдений флуоресцеин не был

обнаружен. После этого в скважину Нестани ввели 400 кюри трития, и через несколько дней были получены данные для построения графика прохождения индикатора в Киверли (рис. 26). Из рисунка видно, что форма полученной кривой достаточно хорошо соответствует теоретическим зависимостям метода наблюдательных скважин. Второй, небольшой пик ($\tau=15$ суток) на графике авторы объясняют двумя возможными причинами: это либо следствие дождей, оказавших влияние на движение потока, либо имевшее место разветвление потока.

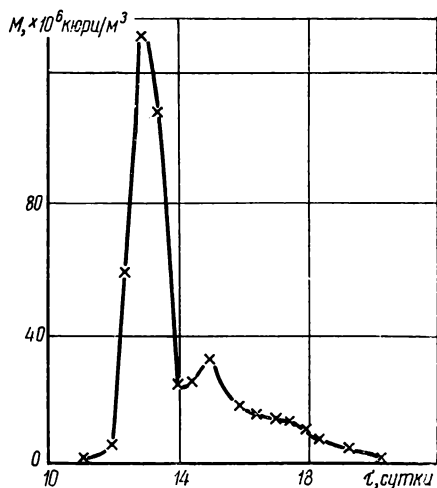


Рис. 26. График прохождения радиоактивного индикатора H^3 через наблюдательный пункт Киверли.

Для подсчета расхода воды использовали формулу (40), по которой получили $q=19,3$ м³/сек. Естественно, что эта величина отвечает только тому случаю, если весь введенный в поток тритий прошел через наблюдательный пункт. К сожалению, авторы не наблюдали за изменением концентрации индикатора в пусковой скважине и не имели данных об абсолютном количестве прошедшего через пункт наблюдений индикатора. Поэтому судить о точности полученной вели-

чины расхода не представлялось возможным. Сами авторы считали более надежным предположение, что через наблюдательный пункт прошла половина введенного в поток индикатора. Они оценивали расход величиной порядка $10 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Эрикссон с сотр. [118] исследовали связь между водами, содержащимися в карстовых пустотах бассейна р. Тимаво (Италия) и бассейнах других рек. Измерения проводились с применением в качестве индикаторов 200 *кюри* трития и 100 *кг* флуоресцеина, которые были введены в р. Тимаво несколько выше области развития карстовых зон. В результате опытов выяснилось, что бóльшая часть карстовых пустот в районе Триеста не связана с потоком подземных вод, направленным в Скочен. В районе карстовых пустот выделен собственный поток подземных вод, направленный вдоль берега Триестского залива. В формировании потока воды р. Тимаво играют незначительную роль.

Смит и Кларк [119] использовали J^{131} для изучения перемещения воды в открытом пещерном бассейне. Используя формулу (4), они вычислили объем исследованного бассейна (3075 м^3 ; было затрачено 50 *мкюри* J^{131}) и расход подземных вод, протекающих через него. Бассейн оказался частью более крупной водной системы, что было доказано последовательными измерениями концентрации индикатора, продолжавшимися около четырех суток. Измеренный по формуле (1) расход подземных вод через бассейн составил $26 \text{ м}^3/\text{ч}$.

Количество приведенных примеров можно было бы значительно увеличить. Проводили опыты по установлению связи между бассейнами подземных вод, расположенными в 11 км друг от друга [120], между водами р. Нила и прилегающими водными бассейнами [121]. Определяли зависимость колебаний скорости потока грунтовых вод на морском побережье от цикла приливов и отливов [122]. Много работ посвящено исследованию водных потоков в тяжелых грунтах [59, 74, 123] и определению параметров водоносных пластов для использования их в последующих фильтрационных расчетах [72, 124, 125]. На основании радиоиндикаторных измерений строили карты распределения скоростей и направлений движения фильтрационных потоков по площади [126].

Значительное число работ посвящено радиоиндикаторным исследованиям фильтрационных процессов в гидротехнических сооружениях. В первую очередь следует отметить работы, проведенные в Московском филиале Оргэнергостроя Н. Я. Флексером, изучавшим распределение скоростей фильтрации в теле земляной плотины Горьковской ГЭС и в ее основании [25, 26, 100]. Измерения активности велись при помощи зондов, оборудованных самописцами. Как замечает Н. Я. Флексер, использование в такого рода работах γ -излучающих индикаторов типа J^{131} позволяет обходиться минимальным числом наблюдательных скважин.

В пьезометрические скважины диаметром 80—120 мм и глубиной до 30 м вводили по 10 *мкюри* J^{131} в соединении NaJ. После этого вели наблюдения за изменением концентрации индикатора в пусковой и наблюдательных скважинах. Исследовали послойные скорости фильтрации: каждый опыт проводили в слое мощностью 1,5—1,7 м через 3—4 м по глубине. Эти опыты показали, что скорости фильтрации в теле плотины и в ее основании различны: в первом случае было получено $u = 1,06$ м/сутки (по максимуму концентрации в наблюдательной скважине), во втором — 3,6—7,2 м/сутки. Было установлено, что фильтрационный поток в теле плотины отклоняется от направления, перпендикулярного к оси плотины.

На рис. 27 приведены графики $\ln \frac{c_0}{c}(\tau)$ и $M(\tau)$, полученные Н. Я. Флексером [26] при измерениях на глубине 3,0 м. Диаметр пусковой и наблюдательной скважин был 0,1 м; расстояние между ними составляло 1,0 м. Изображенные на рис. 27 графики позволяют подсчитать активную пористость намывного грунта тела плотины по методике, изложенной в гл. I. Проведенные расчеты показывают, что в этом случае $n = 0,41$. Это близко к пористости песка, свободно загружаемого в воду.

Таким образом, применение метода радиоактивных индикаторов позволяет контролировать действительные направления и скорости движения воды через гидротехнические сооружения и, кроме того, судить о значениях активной пористости грунтов, из которых выполнены сооружения. Используя эти величины, можно

с успехом прогнозировать возможные фильтрационные деформации и заблаговременно принимать меры по их предупреждению. Отметим, что на Волгоградской ГЭС еще в 1956 г. применили J^{131} , Zn^{65} и Cs^{134} с целью исследования фильтрационного режима [127].

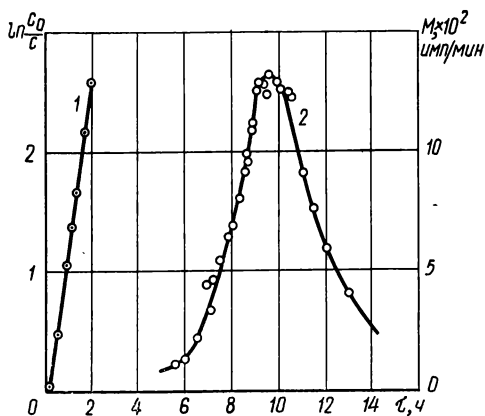


Рис. 27. Изменение концентрации J^{131} в пусковой (кривая 1) и наблюдательной (кривая 2) скважинах при исследованиях фильтрации на Горьковской ГЭС.

Рассмотрим еще несколько примеров использования метода радиоактивных индикаторов в гидротехнических исследованиях. Мозер с сотр. [45] изучали режим фильтрации в нижнем бьефе плотины с помощью J^{131} , причем измеряли как горизонтальные скорости фильтрации (по методу разбавления индикатора в скважине на различных глубинах), так и вертикальные. Последние измерялись при помощи вставляемой в скважину трубы, разделенной по вертикали на сообщающиеся секции. В средней секции разбивали ампулу с раствором J^{131} , а в остальные помещали детекторы γ -излучения. Вертикальный поток увлекал раствор индикатора, который перемещался через секции, выше или ниже расположенные относительно пусковой. Прохождение индикатора регистрировалось на поверхности полевым радиометром. Величину вертикальных скоростей потока определяли на основании измеренной скорости прохождения рас-

твора индикатора через ряд секций и предварительно полученной тарировочной зависимости.

Было показано, что при изменении напора воды в водохранилище горизонтальные скорости фильтрации в теле плотины оставались приблизительно одинаковыми. Однако вертикальные скорости фильтрации весьма

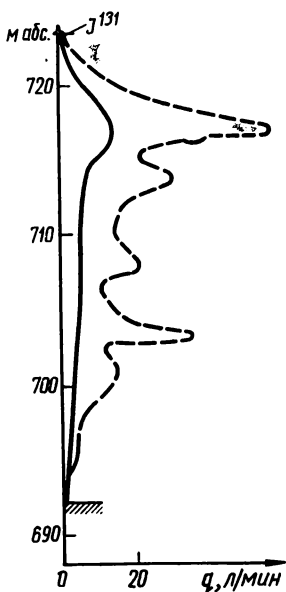


Рис. 28. Распределение вертикальных скоростей фильтрации при различных уровнях воды в водохранилище. Стрелкой показано место введения радиоактивного индикатора J^{131} .

чутко реагировали на относительно небольшие колебания уровня воды в верхнем бьефе. На рис. 28 показано распределение по глубине скважины направленных вертикально вниз скоростей фильтрации. Сплошной линией изображены результаты измерений, проведенных 15/IX 1961 г. при уровне воды в водохранилище 750,85 м абс. Штриховая линия показывает распределение вертикальных скоростей фильтрации 19/VI 1961 г. при уровне воды в водохранилище 751,40 м абс. Таким образом, повышение горизонта воды в водохранилище на 55 см вызвало значительное (в два-три раза) увеличение вертикальных скоростей фильтрации.

Дего с сотр. [128] использовали Br^{82} для локализации водопроницаемых слоев и прослоек в породах набережной в морском порту. Монтенс [17] приводит сведения о работах по фиксации мест утечек воды из прудов и водоемов. Радио-

индикаторные методы позволяют при этом достаточно точно наметить места, нуждающиеся в противофильтрационных мероприятиях.

На р. Таме (Япония) нельзя было строить гидротехнические сооружения из-за сильной кислотности воды в реке. Радиоиндикаторными методами с использованием J^{131} и Co^{60} с носителями и H^3 было показано, что

повышенная кислотность является результатом связи реки с водой горячего фонтанирующего источника Тамагава, расположенного в 200 м от реки [129].

Радиоиндикаторные методы нашли применение и в промысловой гидрогеологии для оценки производительности нефтеносных пластов, выявления степени обводненности нефтяных и угольных месторождений и решения других вопросов. Так, группа сотрудников во главе с Ф. А. Алексеевым [9, 10] изучала гидродинамические условия вторичной добычи нефти с помощью радиоактивного индикатора H^3 . В истощенный пласт через специальные скважины нагнетали воздух или воду, под давлением которых нефть перемещалась к скважинам, расположенным вокруг нагнетательной. Для успешной эксплуатации нефтяных пластов весьма важно знать распределение по ним потоков нагнетаемого вещества. Расстояние между нагнетательной и наблюдательными скважинами составляло 80—150 м. Третий порциями по 3 *кюри* вводили в нагнетательную скважину с интервалами, во время которых в скважину закачивали по 20 м^3 чистой воды. В наблюдательных скважинах отбирали пробы и фиксировали прохождение индикатора. Скорость потока определяли по времени $\tau_{\text{макс}}$, что при таких расстояниях между скважинами было оправданным.

По гидродинамическим расчетам, индикатор должен был достигнуть наблюдательных скважин № 1, 2 и 3 через 45; 60 и 130 суток, а индикаторными опытами было установлено, что эти сроки значительно короче: 3, 7 и 12 суток соответственно. Проведенные работы способствовали правильному пониманию процессов распространения по пласту нагнетаемой воды и рациональному использованию нефтяных ресурсов.

На Бавлинском нефтяном месторождении [130] выясняли характер взаимодействия между скважинами при законтурном заводнении с целью увеличения ресурсов нефти для вторичной добычи. Работы проводили методом наведенной активности минерализованной воды. Наблюдали за изменением концентрации Na^{24} в скважинах. Расчеты вели по формулам типа (1). В результате проведенных работ оказалось возможным запроектировать оптимальную интенсивность закачки воды в нагнетательные скважины.

Мильде [43] изучал скорости потока подземных вод для оценки обводненности каменноугольного месторождения Фюрстенберг, расположенного к северу от Варшавско-Берлинской впадины. Измеренные с помощью метода разбавления индикатора в одиночных скважинах (Br^{82}) скорости потока подземных вод оказались близкими к величинам, определенным методом откачек. Полученные результаты были учтены при проектировании водозащитных сооружений.

К сожалению, несмотря на очевидные практически важные результаты, радиоиндикаторные исследования ведутся лишь некоторыми организациями и главным образом при участии научных лабораторий. Это связано с необходимостью соблюдения определенных требований техники безопасности (наличие специализированной лаборатории, транспорта и защитного оборудования). Следует поэтому обратить особое внимание на возможность использования в качестве индикаторов подземных вод стабильных изотопов, в частности дейтерия, не представляющего радиационной опасности. Регистрируемые концентрации дейтерия близки к тем, которые имеют обычно используемые радиоактивные индикаторы. Для повышения оперативности работ в качестве индикаторов можно использовать, например, аномальные поглотители медленных нейтронов (соли бора или кадмия), небольшие концентрации которых можно измерять при помощи специальных зондов, содержащих нейтронные источники и детекторы медленных нейтронов [131].

Изучение передвижения воды в торфяных грунтах

Торфяные грунты вследствие особенностей своего состава и структуры, а также наличия значительного количества коллоидов представляют собой гидродинамически весьма сложную среду. Процессы передвижения воды в них вряд ли могут быть полностью охарактеризованы только с позиций гидродинамики и гидравлики. Естественно, что метод радиоактивных индикаторов является в этом случае наиболее перспективным.

С. В. Астапов, В. А. Емельянов и К. Н. Шишков [63] использовали J^{131} для измерений скорости передвижения

воды в торфяном грунте под влиянием откачки. Им удалось с относительно большой точностью получить коэффициенты фильтрации грунта, не прибегая к сложным гидродинамическим расчетам, достоверность которых в этих условиях невысока.

В. А. Розин и В. И. Евдокимова [81, 82] вводили на разную глубину заторфованных почв радиоактивный индикатор S^{35} и улавливали его затем в устьях осушительных устройств. Таким способом был обнаружен горизонт (подпахотный слой) с наиболее интенсивным передвижением воды. Опыты позволили определить оптимальную глубину осушителей, предназначенных для скорейшего отвода паводковых вод с изученного участка.

А. Ф. Печуров [132] и К. П. Лундин [133] исследовали с помощью радиоактивного индикатора S^{35} высоту капиллярного поднятия и некоторые другие водные свойства торфа.

Больше всего работ с применением радиоактивных индикаторов, в которых изучались водные свойства, структура и процессы переноса влаги в торфе, было проведено в Калининском торфяном институте [18]. С 1956 г. там ведутся также работы по полевым определениям фильтрационных свойств торфяных грунтов и изучению передвижения в них воды с помощью радиоактивных индикаторов. Краткое описание полученных результатов и составляет содержание настоящего раздела.

Наблюдения за передвижением воды в неосушенных торфяниках были проведены на верховых, низинных и переходных болотах Калининской области. Путем наблюдений за изменением концентрации радиоактивного индикатора S^{35} в одиночных скважинах разной глубины и методом координатных измерений были получены характерные для каждого типа залежи кривые распределения скоростей фильтрации v по глубине болот. Эти кривые приведены на рис. 29. Сплошными линиями показаны средние послойные скорости фильтрации v в зависимости от глубины залежи H . Заштрихованы зоны распространения вынесенного из скважины индикатора, полученные с помощью координатных измерений.

В верховых залежах (см. рис. 29, а) с преимущественно атмосферным водным питанием наибольшая интенсивность движения грунтовых вод имеет место в

самых верхних слоев. Эти результаты подтверждаются и выводами К. Е. Иванова [134], который проводил опыты в лотке, куда помещались монолиты верхового

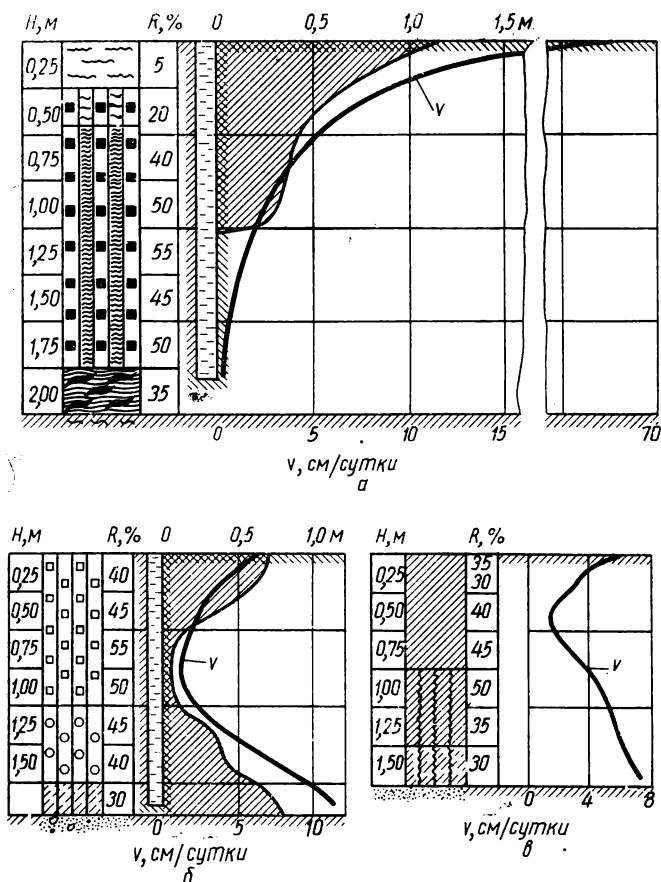


Рис. 29. Распределение скоростей фильтрации v по глубине неосушенной торфяной залежи:
 а — верховая залежь; б — низинная лесного подтипа; в — низинная топяного подтипа.

торфа с ненарушенной структурой, а также определял в полевых условиях распределение по глубине верховой залежи коэффициентов фильтрации методом откачек.

Результаты измерений скоростей с помощью радиоактивных индикаторов более достоверны, так как в условиях легкодеформируемых торфяных грунтов коэффициенты фильтрации могут изменяться при изменении напорного градиента, создаваемого откачкой. На глубине 1,0—1,5 м скорости фильтрации воды в верховой залежи становятся незначительными и, по-видимому, уже не играют заметной роли в водном балансе болота.

В неосушенной низинной залежи (см. рис. 29, б) выделяются три характерных горизонта: верхний, по которому сбрасывается влага атмосферных осадков; нижний, связанный с питающими залежь водами подстилающих пород; средний, в котором при минимальных значениях горизонтальных скоростей фильтрации возможен вертикальный переток, связывающий первые два горизонта. Такой механизм движения воды имеет место и в случае топяного подтипа низинной залежи (см. рис. 29, в). Результаты координатных измерений хорошо согласуются с распределением скоростей по глубине, полученным по изменению концентрации индикатора в скважинах.

Следует отметить, что проведенные исследования не были ни продолжительными, ни трудоемкими, однако их результаты наглядны и убедительны. Предварительное выполнение работ такого рода на разведываемом торфянике несомненно принесло бы большую пользу при составлении проекта предварительного осушения.

Значительное количество радиоиндикаторных измерений было выполнено на осушаемых и промышленно разрабатываемых торфяниках различных областей страны [18, 35, 69, 70, 78, 80, 135]. Цель этих измерений заключалась в выяснении механизма притока воды к осушительным устройствам при различной макроструктуре торфяной залежи, под которой понимается наличие и чередование водоносных слоев и водоупоров, водопроводящих каналов, а также характер их взаиморасположения. Расходы и скорости фильтрации измеряли по методу разбавления индикатора в одиночных скважинах. Метод наблюдательных скважин использовали для измерения активной пористости торфяных грунтов. Методом координатных измерений выяснили характер течения, расположение и мощность водоупорных слоев в залежи, скорости движения воды в зоне

аэрации, распространение влаги меченых атмосферных осадков. В результате были установлены следующие основные особенности передвижения воды в осушаемой торфяной залежи.

В условиях плохой гидравлической связи верхних слоев залежи с грунтовыми водами (наличие водоупоров, низкий уровень грунтовых вод) удаление воды осадков происходит в основном в результате испарения. Меченая вода не попадает при этом в осушительную сеть и «повисает» между поверхностью залежи и уровнем грунтовых вод. Это иллюстрируется рис. 4, б, где показан участок залежи с весьма низким уровнем грунтовых вод. В залежах с водоупорным горизонтом осадки не проникают ниже этого слоя. При хорошей гидравлической связи осадки движутся вертикально до уровня грунтовых вод, а затем поворачивают в сторону ближайшего осушителя [18, 81].

С помощью радиоактивных индикаторов было обнаружено горизонтальное передвижение влаги в зоне капиллярной каймы, происходящее под действием напорного градиента или градиента потенциала влаги (рис. 30). Особенно интенсивным это движение было в случае осушения открытыми канавами, с откосов которых может идти испарение, снижающее давление поровой влаги. Отклонение потока меченых осадков из-за наличия горизонтального потока видно на рис. 30, а. В опыте, результаты которого показаны на рис. 30, б, индикатор J^{131} наносили на стенки скважины, пробуренной в зоне аэрации до уровня грунтовых вод. Координатные измерения с помощью зонда проводили через 14 дней. Как видно из рисунка, индикатор передвигался в сторону откоса канавы со скоростью около 3 см/сутки , что близко к скорости фильтрационного потока под уровнем грунтовых вод на том же участке. На участках закрытого дренажа, где перенос в зоне капиллярной каймы мог происходить только под действием напорного градиента, обусловленного различным положением уровня грунтовых вод в зоне между осушителями, горизонтальный поток был менее интенсивным и составлял не более $0,5—1 \text{ см/сутки}$.

Передвижение грунтовых вод в осушаемых торфяниках осуществляется весьма разнообразными способами. Рассмотрим несколько типичных случаев, харак-

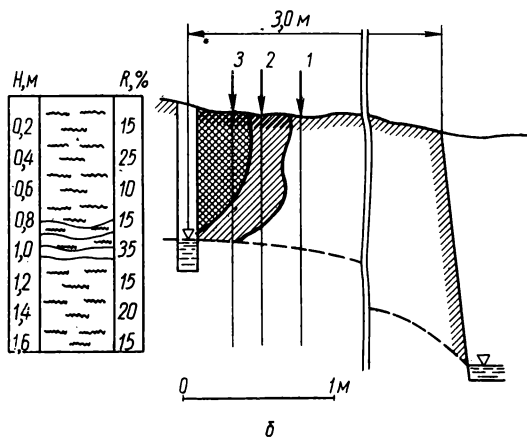
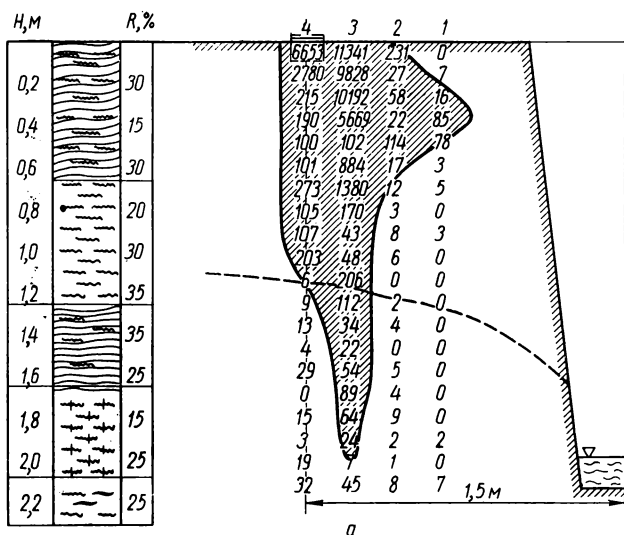


Рис. 30. Результаты радиоиндикаторных координатных наблюдений за передвижением воды в капиллярной зоне торфяных грунтов.

теризующих механизм сброса воды из залежи при помощи различного рода осушительных устройств.

Механизм передвижения воды при осушении низинного торфяника редкими глубокими каналами, врезанными в подстилающие пески, был рассмотрен ранее (см. рис. 4, *a*). На рис. 25 показаны результаты координатных измерений, выполненных на участке верховой торфяной залежи, осушаемой щелевым дренажем. Как следует из рисунка, вода передвигалась к дрене только по нижнему водоносному горизонту, расположенному между плохо проницаемым подстилающим слоем и внутризалежным водоупором — слоем пушицевого торфа с высокой (40%) степенью разложения. Такой механизм движения воды наблюдался в периоды без дождей при сравнительно низком стоянии уровня грунтовых вод. После выпадения осадков, когда уровень грунтовых вод повышался, могло происходить движение воды и в верхнем водоносном горизонте, расположенном над кровлей водоупора [78, 79].

На рис. 31, *a* показана торфяная залежь мощностью 1,8 м с водоупорной прослойкой на глубине 1,2—1,4 м. Как видно из рисунка, в этом случае движение воды происходило в верхних слоях (над водоупором) в горизонтальном направлении, а в нижних слоях поток разветвлялся. Часть его шла к осушителю в тонком придонном слое торфа, а другая часть попадала в осушитель через подстилающий грунт — хорошо проницаемый песок.

Иногда (рис. 31, *b*) залежь имела две водоупорные прослойки. Тогда передвижение воды происходило в основном в водоносном слое, располагавшемся между водоупорами. В дальнейшем, когда щелевая дрена в верхней части смыкалась, интенсивность передвижения воды в этом слое значительно снижалась: в это время в работу вступал нижний водоносный горизонт и подстилающие слои грунта. Такие изменения механизма передвижения воды в процессе осушения характерны для легкодеформируемых торфяных грунтов. При высоком уровне грунтовых вод (рис. 31, *b*) в работу включается третий, самый верхний водоносный горизонт. Однако главная роль в сбросе воды принадлежит среднему горизонту, расположенному на той же глубине, что и осушитель.

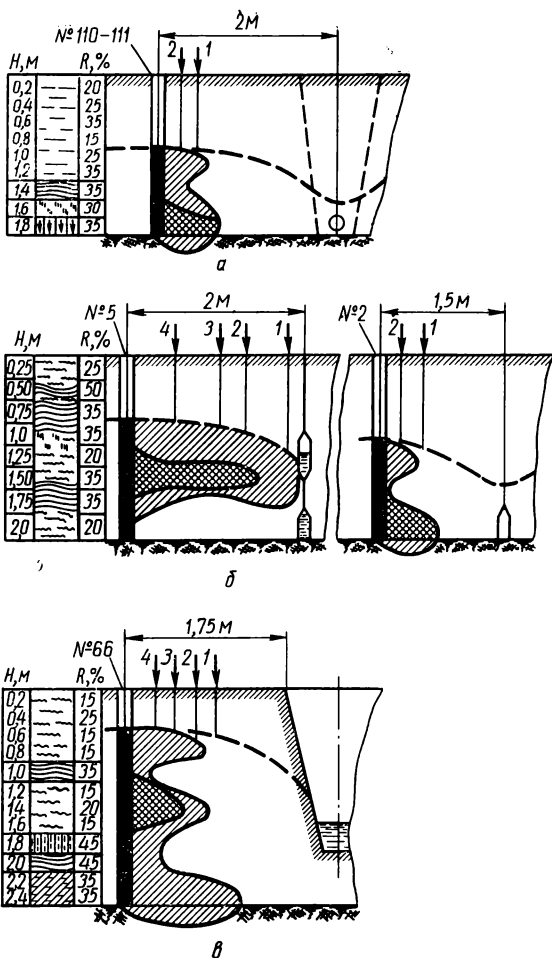


Рис. 31. Результаты радиоиндикаторных координатных наблюдений за процессом осушения торфяного грунта:

a — участок гончарного дренажа (индикатор S^{35} введен в скважину 20/IX, отбор проб выполнен 28/IX); *б* — участок щелевого дренажа (индикатор J^{131} введен 8/VII, измерения сделаны 20/VII — скважина № 5; индикатор S^{35} введен 19/IX, отбор проб 29/IX — скважина № 2); *в* — участок с сетью картовых каналов (индикатор S^{35} введен 5/IX, отбор проб выполнен 16/IX).

В табл. 10 приведены средние скорости фильтрации по месяцам, полученные методом разбавления индикатора в одиночных скважинах на участках верховой торфяной залежи, осушаемой различными способами.

Таблица 10

Способ осушения	Средняя скорость фильтрации, см/сутки		
	июль	август	сентябрь
Открытые каналы	1,92	3,66	0,88
Щелевой дренаж	1,20	0,90	0,70
Гончарный дренаж	0,80	—	1,20

Из табл. 10 видно, что скорости фильтрации, полученные на участках, осушаемых открытыми канавами, более остальных изменяются во времени. Это объясняется тем, что верхние водоносные горизонты залежи, на которые распространяется воздействие открытых канав, наиболее подвержены влиянию атмосферных осадков. Расход воды в них тесно связан с погодными условиями.

Скорости фильтрации нижних водоносных слоев, расположенных в сфере действия гончарных и щелевых дрен, почти не зависят от выпадения осадков вследствие наличия в залежи водоупорных прослоек. Поэтому стабильно работающий гончарный дренаж отводит из залежи воду примерно с одинаковыми скоростями в течение всего сезона. Щелевые же дрены со временем деформируются, и скорости притока к ним воды постепенно снижаются.

На основании проведенных наблюдений была разработана классификация осушаемых торфяников по макроструктуре [29]. Схема основных четырех типов структур залежей приведена на рис. 32. В качестве дополнительной характеристики введены условия контакта залежи с подстилающими минеральными слоями, которые могут быть хорошо фильтрующими (пески) и плохо фильтрующими (глины). Типы структур 3', 3'' и 4', 4'' отличаются различным характером чередования водоносных слоев и водоупоров. Стрелками на рис. 32 обозначены наиболее вероятные направления потоков влаги в залежи при ее осушении.

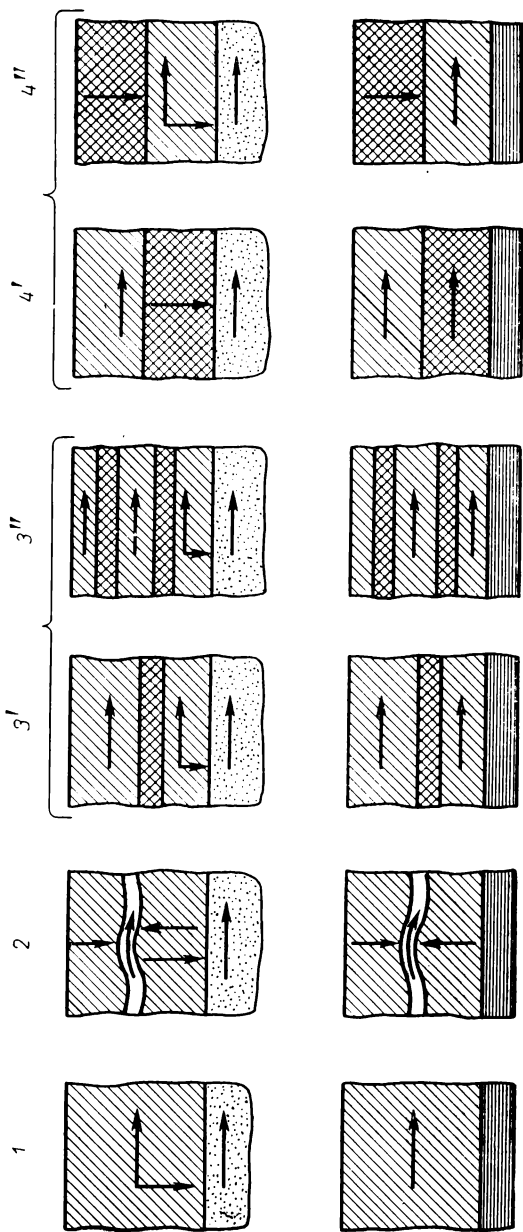
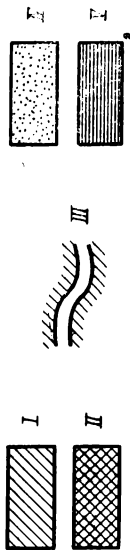


Рис. 32. Классификация основных типов структур торфяных грунтов, полученная на основании радиоиндикаторных исследований:

I — хорошо фильтрующий торф; II — плохо фильтрующий торф; III — волновые жилы и каналы; IV — хорошо фильтрующий подстилающий грунт; V — плохо фильтрующий подстилающий грунт; I' — однородные залежи; 2' — залежи с аномально фильтрующими горизонтами (водные жилы, писные горизонты); 3' и 3'' — залежи с относительно водоупорными прослойками; 4' и 4'' — залежи со слоями различной проницаемости.



Проведенные в дальнейшем исследования с целью установления структурного типа залежи позволили наметить рациональные способы осушения исследованных массивов, причем на основании радиоиндикаторных измерений были внесены поправки в первоначальный вариант проекта осушения [135].

Работы по измерениям активной пористости n , характеризующей структуру торфяной залежи, проводились с использованием комбинированного радиоиндикаторного метода (см. гл. I). Результаты определений для деятельного слоя неосушенной верховой залежи и для верхних слоев верховой осушаемой залежи приведены в табл. 11. Следует отметить, что при работе на

Таблица 11

№ опыта	$V_0, л$	$V_n, л$	$L, м$	$A, л/сутки$	$q_0, л/сутки$	$\tau_{\text{макс}},$ сутки	n
Неосушенная залежь							
1	9,72	10,6	0,63	0,500	2,43	1,90	0,187
2	9,72	9,02	0,57	0,500	2,43	1,00	0,163
3	10,3	10,4	0,76	0,850	4,37	2,00	0,103
4	9,97	10,9	0,69	1,110	5,54	0,50	0,139
5	10,5	12,2	0,74	1,050	5,50	2,75	0,310
6	6,90	11,0	0,77	2,000	6,90	1,50	0,327
7	6,90	11,1	0,76	2,000	6,90	0,75	0,214
8	9,40	10,4	0,72	1,410	6,63	1,00	0,203
Среднее							0,205
Осушаемая залежь							
9	1,96	1,96	0,30	0,425	0,417	3,00	0,047
10	2,51	2,51	0,24	0,466	0,584	4,00	0,180
11	2,04	1,83	0,31	0,511	0,480	10,0	0,515
12	2,83	1,17	0,31	0,662	0,936	2,0	0,290
13	1,96	2,59	0,30	0,437	0,565	15,0	0,940
14	3,39	2,36	0,21	1,370	1,610	3,0	0,895
15	2,91	2,36	0,26	0,267	0,315	4,0	0,003
16	1,57	1,87	0,24	0,387	0,363	4,0	0,074
17	2,59	2,12	0,25	0,437	0,463	3,0	0,064
18	2,04	2,36	0,22	0,345	0,407	3,0	0,028
19	1,73	1,96	0,21	0,766	0,750	4,5	0,509
20	2,83	2,91	0,23	0,235	0,333	5,0	0,028
Среднее							0,297

неосушенной залежи за площадь фильтрации принималась $s=dh$ (d и h — диаметр скважины и высота слоя меченой воды в ней), а в случае осушаемой залежи эта величина уточнялась для каждого опыта методом координатных измерений. Низкие значения n [70] в неосушенной залежи свидетельствуют о том, что там преобладает струйный механизм движения потока. Среднее значение активной пористости в неосушенной верховой залежи равно 0,2. Это позволяет определять скорость фильтрации v по известным скоростям движения воды u в залежи.

В осушаемой торфяной залежи средняя величина n выше. Большие колебания в значениях n указывают на сосуществование здесь фильтрационного (при больших n) и струйного (при малых n) механизмов передвижения воды, затрудняющее фильтрационные расчеты.

Изучение открытых водных потоков и дренажа

Работы по исследованию водных потоков с помощью радиоактивной метки являются в основном дальнейшим развитием индикаторных методов измерения. Красители и электролиты довольно часто использовались при определениях расходов горных рек и других водотоков, где измерения при помощи вертушки по тем или иным причинам были нецелесообразными [136]. Однако эти индикаторы часто не удовлетворяли предъявляемым к ним требованиям (см. гл. I). Особенно заметными стали недостатки химических и красящих индикаторов при исследовании крупных водотоков, где расстояния между створами инъекции и улавливания индикатора достигали 20 км и более. Рассмотрим некоторые примеры использования радиоактивных индикаторов для решения ряда гидрологических задач.

Управление мелиорации шт. Колорадо (США) провело полевые исследования для отработки методики и изучения наиболее важных проблем, возникающих при употреблении радиоактивных индикаторов [91]. В верхнем створе в канал вводили раствор хлорида золота с Au^{198} . Минимальное расстояние до створа наблюдений бралось равным $L=kQ^{1/3}$ [137], где Q — предполагаемый расход воды в канале, $k=200$ при введении индикатора

с берега и $k=50$ при введении индикатора в центральную часть потока. Было замечено, что определенную роль играет сорбция индикатора водорослями, а также взвешенными и донными наносами.

Исследования проводились в нескольких каналах с трапецеидальными руслами, расходы воды в которых колебались от 40 до 230 $м^3/сек$. В процессе работ были получены эмпирические зависимости, отражающие перемешивание радиоактивного индикатора в потоке при турбулентном течении. В частности, было показано, что в условиях каналов метод непрерывного введения индикатора с дальнейшими расчетами расхода по формуле (39) дает при достаточно большом расстоянии между створами инъекции и измерений удовлетворительные результаты, не уступающие по точности измерениям вертушкой.

Клейтон и Смит [138] при измерении расходов трех рек опробовали методы длительного разбавления [расход рассчитывали по формуле (38)] и однократной инъекции, причем в последнем случае испытывался как отбор проб, так и метод «полного счета», т. е. измерения в специальном баке, аналогичные описанным в работе [36]. Исследованные реки с различными геологическими и геоморфологическими условиями водосборов имели расходы в диапазоне от 2,5 до 3000 $л/сек$.

Проведенные эксперименты позволили наметить оптимальные расстояния между точками измерений и учесть поглощение опробованных индикаторов. С последней точки зрения наиболее благоприятным индикатором был признан H^3 , единственное неудобство работы с которым — невозможность непосредственно определить его концентрации в потоке. Кроме трития испытывались Na^{24} ($NaHCO_3$), $Bг^{82}$ ($NH_4Bг$) и P^{32} (NaH_2PO_4), для которых сравнивались результаты измерений концентрации в нескольких точках вниз по течению от общей точки их инъекции. За эталон в этом случае принимался тритий, который вводили в поток вместе с каждым из индикаторов. Было установлено, что P^{32} нельзя использовать без носителя. При наличии последнего ошибки измерений становятся значительно меньше. Na^{24} и $Bг^{82}$ обладают большей устойчивостью: так, первые признаки исчезновения Na^{24} обнаруживались лишь на расстоянии более 700 $м$ в реке с самым медленным течением.

Все три метода измерения расхода были признаны удовлетворительными, однако преимущество отдано методу непрерывного отбора проб с единовременной инъекцией индикатора, который дает достаточно высокую точность при минимальных затратах индикатора.

В работе [85] определялись скорости прохождения потоком расстояний между пунктами водозаборов для орошения на реке Сорачи (Япония) с помощью Na^{24} . Трасса исследований длиной 90 км (от плотины Ка-

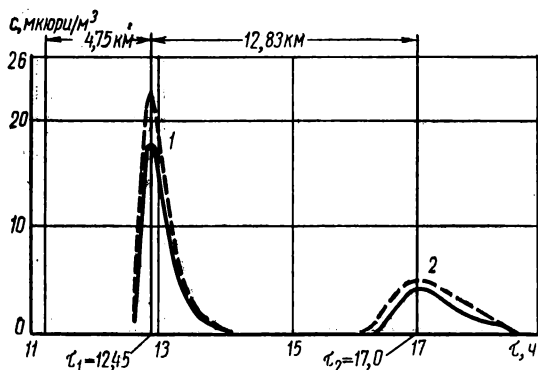


Рис. 33. Результаты радиоиндикаторных измерений скорости потока на р. Сорачи:

1 и 2 — номера створов наблюдений ниже плотины Канагаяма.

нагаяма до водозабора Акабира) была разбита на пять участков по 15—20 км длиной. Поочередно на каждом участке, начиная снизу, в реку вводили по 60 мкюри Na^{24} , а в створах наблюдений отбирали пробы и, кроме того, измеряли активность зондом. Скорость потока рассчитывали по времени, отвечающему прохождению максимума концентрации в наблюдательном створе. Сравнение движения радиоактивной метки с движением поваренной соли позволило авторам сделать вывод, что ошибка измерений в первом случае на десятикилометровой дистанции не превышает ошибки измерений во втором случае при расстоянии 2 км.

На рис. 33 показаны результаты измерений концентрации радиоактивного индикатора, введенного в поток в створе плотины Канагаяма в 11 час. 05 мин. Штриховыми линиями показаны результаты радиометрического

анализа проб воды объемом 1 л, периодически отбирившихся в створе наблюдений. Сплошными линиями изображены результаты измерений активности зондом в потоке. Полученные результаты, как видно из рисунка, хорошо согласуются. Сравнение площадей, ограниченных графиками $c(\tau)$, показывает, что на участке между первым и вторым наблюдательными створами имели место потери индикатора. В этой связи авторы не рекомендуют, чтобы расстояние между створами инъекции и улавливания индикатора было больше 30 км. Результаты проведенных опытов позволили оценить влияние оросительных водозаборов на водообеспеченность нижерасположенного водозабора Акабира.

Кроме приведенных примеров следует упомянуть работы [36, 90, 91], посвященные отработке методики измерения расходов воды в открытых руслах с использованием формул (38) и (40).

При исследовании течения воды в реках и каналах необходимо также изучать движение растворенных веществ в потоке. На основании такого рода опытов решаются отдельные вопросы санитарной техники, связанные со сбросом в реки промышленных стоков и других загрязнений. В этих исследованиях используются формулы вида (39), учитывающие дисперсию индикатора. Результаты измерений на различных водотоках [87—89] позволили оценить для отдельных участков величины коэффициента дисперсии D и коэффициента N , характеризующего условия течения на данном водотоке. Эти измерения дают возможность определять оптимальные режимы забора воды из рек и спуска в них загрязненных вод.

В работах Калининского торфяного института широкое распространение получил радиоиндикаторный метод исследования гидравлических характеристик закрытых дренажных устройств. Измерения проводились на Южно-Алферовском и Оршинском торфяных месторождениях в течение 1956—1961 гг. Расчеты $\omega_{\text{ср}}$ и $u_{\text{ср}}$ вели по формулам (45) и (48) в зависимости от вида дрены. Некоторые результаты измерений гидравлических характеристик сведены в табл. 12. Из таблицы следует, что каждому виду дрен соответствуют свои величины $\omega_{\text{ср}}$ и $u_{\text{ср}}$. На основании помещенных в таблице и некоторых аналогичных данных [96] была проведена клас-

сификация закрытых осушительных устройств и даны прогнозы по их дальнейшей работе, подтвержденные затем непосредственными наблюдениями.

Таблица 12

№ опыта	L, м	Л, м	Q, л/мин	τ_0 , мин	$\omega_{ср}$, см ²	$u_{ср}$, м/ч
Щелевые дрены со свободной полостью						
1	195	30	6,42	20	36,3	35,4
2	150	25	1,07	260	93,0	2,3
3	120	27	0,87	85	21,2	8,2
4	120	20	0,54	50	13,5	8,0
5	110	20	0,60	190	46,6	2,8
Щелевые дрены с фильтрующими заполнителями						
6	200	30	1,67	265	125,0	2,70
7	200	50	3,34	134	67,0	10,0
8	170	10	0,32	200	73,4	1,06
9	70	10	1,22	90	94,5	2,58
Дрены с трубчатым водоводом						
10	115	21	1,40	30	18,3	23,1
11	185	50	2,06	50	17,7	35,0
12	185	50	3,45	20	11,9	87,3
13	185	47	7,50	7	9,8	230

Радиоиндикаторные исследования, выполненные в последнее время *

В этом разделе содержится обзор последних публикаций о радиоиндикаторных методах исследования грунтовых потоков.

Прежде всего следует отметить первые методические указания по применению радиоактивных индикаторов для исследования фильтрации в гидротехнических сооружениях [139—141], составленные на основе санитарных правил работы с радиоактивными веществами и правил их перевозки. Они содержат сведения об организации натуральных исследований с радиоактивными индикаторами и методике их осуществления. Рекомендуется

* Этот раздел написан после подготовки основной рукописи к печати.

проводить предварительную проверку сорбируемости грунта на участке наблюдений, снимая изотермы адсорбции для образцов грунта (20—40 см³) в лабораторных условиях, с использованием меченых растворов выбранного индикатора различной концентрации. Описаны различные способы запуска индикатора, в том числе способ нагнетания радиоактивного раствора в герметизированную обсаженную скважину. Приведены сведения о расположении скважин на опытном участке и расстояниях между ними в зависимости от структуры грунта и скоростей фильтрации. Большое внимание уделено технике безопасности радиоиндикаторных работ.

В приложении даны формы заявок в Госсанинспекцию на проведение работ с изотопами, журналов наблюдений и другой необходимой документации. Приведены примеры расчетов пусковых порций, изложена методика учета конечного объема меченой воды в скважине при регистрации ее активности зондами и способы определения расстояния от наблюдательной скважины до меченого потока, если он проходит в стороне от скважины.

Инструктивные работы окажут методическую помощь в организации и проведении радиоиндикаторных исследований. Однако следует отметить, что вопросы интерпретации наблюдений по методу наблюдательных скважин освещены в этих работах без учета влияния экспоненциального закона разбавления индикатора в скважине запуска (см. гл. I, разд. 3).

Некоторые исследования посвящены поискам новых индикаторов для метки подземных вод. Предлагается, в частности, использовать растворенные в воде инертные газы (аргон), не вступающие в химические реакции с твердой фазой [142]. Концентрация индикатора определяется спектрометрическим методом. Недостатком этого метода является зависимость количества растворенных газов от давления и температуры, на изменение которых необходимо вводить поправки.

Низкая стоимость и безопасность являются преимуществами устойчивых при низких температурах детергентов (алкилбензолсульфонаты), которые могут применяться с различными стабилизаторами в тонкопористых грунтах [143]. Для обнаружения выходов на поверхность скрытых подземных рек можно использовать споры [144].

Разрабатываются методы снижения концентрации таких традиционных индикаторов, как красители. Усовершенствование методики измерений позволяет обнаруживать родамин Б и уранин в концентрациях 10^{-8} и $10^{-9}\%$ соответственно [145, 146].

В работе [147] скорость движения грунтовых вод в артезианском горизонте определялась по разнице «возраста» воды, датированного радиоуглеродным методом, в скважинах, отстоявших друг от друга на 137 км. Измеренная этим способом средняя скорость потока составила около 0,2 см/сутки, что близко к результатам расчетов по разности напоров и коэффициентам фильтрации.

В США разработан полевой прибор для радиометрического определения относительно небольших концентраций дейтерия [148], который, как отмечалось в гл. I, может считаться одним из лучших индикаторов для мечения подземных и почвенных вод. Идея метода основана на ядерной реакции между дейтоном и γ -квантом с образованием фотонейтрона: ${}_1\text{H}^2 + \gamma \rightarrow {}_1\text{H}^1 + {}_0\text{n}^1$, где пороговая энергия γ -кванта равна 2,23 Мэв. В качестве источника γ -излучения использован изотоп Na^{24} ($E_\gamma = 2,75$ Мэв; $T = 15$ ч). Концентрация дейтерия в воде определяется по интенсивности потока нейтронов. Детектор нейтронов вместе с источником γ -излучения помещается в алюминиевой трубе диаметром 70 мм, которая внедряется в почву вблизи места инъекции дейтериевой воды. Измерения ведут по координатному методу. Опыты проведены в суглинке, в который на глубину 1,2 м было введено 110 мл D_2O . Авторы отмечают, что недостатком метода является малый период полураспада Na^{24} . Перспективнее использовать в качестве источника излучения Tl^{208} .

На состоявшемся в ноябре 1965 г. в Праге совещании специалистов стран — членов СЭВ обсуждались вопросы, касающиеся применения радиоактивных изотопов для исследования фильтрационных процессов и режима движения подземных и поверхностных вод. Совещание показало, что основным методом измерения скоростей фильтрации является сейчас односкважинный радиоиндикаторный метод разбавления (см. гл. I). После публикации работы Майрхофера [57] в Австрии, Чехословакии и особенно в Польше широкое развитие полу-

чили зондовые методы определения направления потока с помощью одной скважины. Эти измерения ведутся на глубине до 40 м.

Так, в работе [149] описана конструкция зонда, аналогичного показанному на рис. 1, со сцинтилляционным детектором. Вначале измеряют скорость фильтрации по методу разбавления, регистрируя активность воды в скважине (J^{131}).

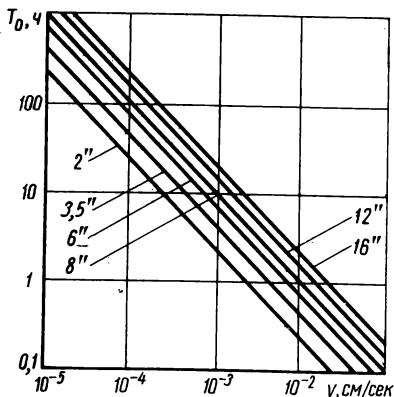


Рис. 34. Номограмма для нахождения оптимального времени измерения направления потока подземных вод погружным зондом для скважин с разным диаметром.

Когда весь индикатор вынесен потоком из скважины, определяют направление грунтового потока на разных глубинах. Для этой цели зонд прижимают рычагом в разных точках по окружности к стенке скважины, что повышает точность измерений. Оптимальное время проведения этих измерений T_0 определяется из условия выноса 99% активности из скважины, для чего используется уравнение (2). Авторами работы [149] составлен график (рис. 34), пользуясь ко-

торым, можно рассчитать T_0 задаваясь значениями скорости фильтрации v и диаметром скважины.

Одна из полученных эпюр распределения активности вокруг скважины в модельном грунте (кварцевый песок, 1—4 мм) при скорости фильтрации $1,6 \cdot 10^{-2}$ см/сек показана на рис. 35. Измерения делались через 45° , стрелкой показано действительное направление потока, которое хорошо совпадает с максимальной скоростью счета импульсов. В работе приведены также результаты полевых измерений направления грунтовых потоков в районах Яблона, Дебе и Варшавы, сходные с показанными на рис. 16 и 35. Во всех опытах использовали J^{131} , который в количестве до 1 мкюри вводили в скважину, создавая меченый слой высотой 1,5—1,7 м.

В некоторых случаях радиоиндикаторный метод определения направления движения подземных вод контро-

лировали геоэлектрическим методом и методом наблюдательных скважин, заложенных (5 шт.) на расстоянии 10 м от пусковой. Сравнительные данные показаны в табл. 13.

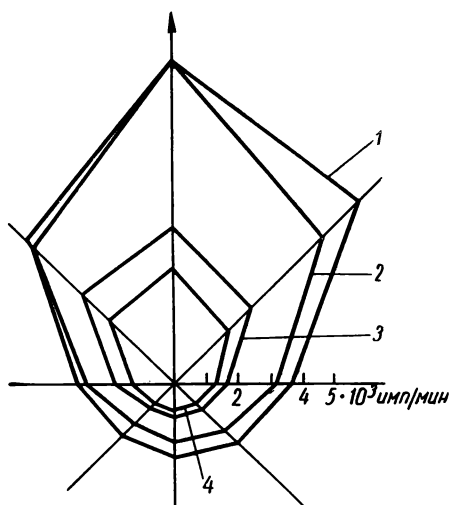


Рис. 35. Эпюры скоростей счета, полученные при измерениях направления грунтового потока погружным зондом: 1 — через 18 мин; 2 — 5 ч; 3 — 5 суток; 4 — 8 суток после начала опыта.

Таблица 13

№ скважины	Азимуты направления движения подземных вод		
	Радиоиндикаторный односкважинный метод	Геоэлектрический метод	Метод наблюдательных скважин
1	238°	239°	—
2	224°	227°	—
3	247°, 249°	234°	261°

Из таблицы видно, что направления потока подземных вод (измерения были проведены на одном участке площадью около 400 м²), определенные различными методами, отличаются незначительно. Метод наблюдательных скважин из-за недостаточного количества последних дал наименее точный результат. Результаты

же измерений двумя другими методами довольно близкие. Предпочтение следует все же отдать радиоиндикаторному методу, который обладает большей оперативностью и не исключает возможности послойных измерений. По данным работы [150], максимальная ошибка в определении направления фильтрации в полевых условиях не превышает одного градуса.

Некоторые вопросы конструкции коллимационных зондов для этих измерений были рассмотрены в докладе Л. Дворжака (Чехословакия) на совещании специалистов СЭВ. Он исследовал влияние расположения детектора и конфигурации щели на результаты измерений и установил, что лучшими свойствами обладает зонд с центрально расположенным детектором и узкой коллимационной щелью.

Авторы работы [149] предполагают развить этот метод, применяя для повышения регистрируемой скорости счета импульсов сорбирующиеся грунтом изотопы. В частности, они предлагают устройство для одновременной инъекции с NaJ^{131} раствора соли AgNO_3 , переводящей иод в нерастворимое в воде соединение, которое оседает на стенках скважины в направлении потока.

Теория метода разбавления разрабатывается в последнее время геофизиками, использующими ее для интерпретации резистивиметрических измерений. В частности, можно указать на вывод Б. К. Матвеева [55], полученный путем интегрирования уравнений Лапласа для плоского потока подземных вод, проходящего через совершенную скважину, а также на моделирование поля фильтрации в области скважины с проницаемыми стенками, выполненное И. И. Гринбаумом [151] методом ЭГДА. В обоих случаях коэффициент, учитывающий нарушение потока подземных вод скважиной (без учета искажающего действия фильтра), оказался равным $\epsilon = 2$, что подтверждает правильность сделанных в гл. I выводов. Следует отметить, что геофизикам приходится весьма тщательно рассматривать дополнительные эффекты, связанные с высокой концентрацией соли в скважине. Отметим, что эти эффекты могут быть в значительной мере снижены или устранены совсем при использовании радиоактивных индикаторов.

Более ста лабораторных измерений скорости фильтрации по методу разбавления с J^{131} сделали Е. Гашпар

и М. Онческу* в фильтрационном лотке размером 85×170 см. Концентрация индикатора регистрировалась детектором, установленным в центре скважины. Опыты проводились с глиной, песком и гравием. Скорости фильтрации изменялись от 10^{-3} до 10^{-5} см/сек. Получена хорошая сходимость результатов расчетов по уравнению (2) с измерениями расхода объемным методом на сливе. Однако авторы не учитывали перенос в зоне капиллярной каймы и не экранировали детектор, что сказалось на величине коэффициента ϵ .

На совещании СЭВ в Праге П. Петер доложил о том, что односкважинный метод разбавления успешно применяется в ЧССР при исследовании фильтрации в плотинах и грунтах. Была проведена лабораторная проверка формулы (2), подтвердившая ее справедливость. Значения ϵ , полученные в этих опытах, изменялись в пределах 0,8—1,5, что было связано с влиянием сопротивления фильтров.

Кроликовский Ч. [152] предложил новые расчетные формулы, позволяющие учитывать при работе по методу разбавления влияние размеров зонда на характер потока в скважине. Такие поправки нужны в тех случаях, когда работы по методу разбавления ведутся с помощью погружаемых в скважину зондов с детектором γ -излучения. Гидродинамические расчеты течения воды в скважине сделаны для цилиндрической скважины радиусом r и расположенного по ее оси цилиндрического зонда радиусом r_3 . В расчетах учтено также и влияние фильтра, имеющего радиус R и проницаемость K_ϕ , отличающуюся от проницаемости окружающего грунта K . Полученные Кроликовским значения поправочного коэффициента β , аналогичного ϵ в уравнении (2), равны

$$\beta = (1 - K_{12}) \left(1 + \frac{N}{N'} \right) \frac{1}{1 - \frac{r_3}{R}}, \quad (61)$$

где

$$K_{12} = \frac{K - K_\phi}{K + K_\phi}; \quad N = 1 + \left(\frac{R}{r} \right)^2 K_{12};$$

$$N' = 1 - \left(\frac{R}{r} \right)^2 K_{12}.$$

* Доклад в Гренобле на совещании по применению изотопов в гидрологии (октябрь, 1965).

Скорость фильтрации определяется при этом по формуле

$$v = \frac{\pi (R + r_3)}{2\beta\tau} \ln \frac{c_0}{c}. \quad (62)$$

При отсутствии зонда в скважине ($r_3=0$) уравнение (61) переходит в уравнение (3), учитывающее только влияние фильтра. Таким образом, влияние размеров зонда учитывается множителем $1/\left(1 - \frac{r_3}{R}\right)$. Если в скважине нет фильтра ($R=r$), значение ε будет

$$\varepsilon = \frac{2}{1 - \left(\frac{r_3}{r}\right)^2}. \quad (63)$$

Поправка к расчетной формуле (2), вычисляемая по уравнению (63), существенна уже при $r_3 \geq \frac{1}{10} r$. Однако при выводе уравнения (61) было сделано допущение, что зонд представляет собой цилиндр бесконечной длины, поэтому полученные Кроликовским зависимости могут использоваться лишь тогда, когда детектор регистрирует излучение из кольцевого объема воды в скважине между ее стенками и поверхностью зонда. Это бывает в тех случаях, когда детектор находится в средней части цилиндрического зонда и удален от его торцов.

При торцовом расположении детектора в зонде (см. рис. 19) эти поправки вводить не следует, так как в этом случае регистрируется изменение активности в свободном (не стесненном зондом) объеме скважины. Это одно преимущество торцового детектора перед встроенным в середине зонда. Второе преимущество состоит в лучшей экранировке от излучения индикатора, вынесенного из скважины в грунт.

При конструировании зондов следует строго придерживаться принципа регистрации излучения либо только в кольцевом зазоре (детектор располагают вдали от концов цилиндра), либо только в свободном объеме (направленные кольцевые детекторы). При регистрации излучения одновременно из свободного и кольцевого объемов теоретический расчет ε невозможен, и зонд

будет нуждаться в лабораторной тарировке. При торцовом расположении детектора или при отборе проб, когда $r_3=0$, поправочный коэффициент ϵ в уравнении (63) становится равным 2, как это и было принято ранее.

Метод наблюдательных скважин используется в последнее время значительно реже, чем ранее. Анализируя возможные ошибки метода, Е. Гашпар и М. Онческу [153] приходят к выводу, что точность его, исходя из чисто статистических соображений и условий регистрации активности, не превышает $\pm 30\%$. Для повышения точности метода они рекомендуют увеличивать активность вводимого индикатора и уменьшать расстояние между скважинами. Авторы считают, что этот метод вообще неэкономичен и недостаточно точен для исследования грунтовых потоков. Предпочтение отдается методу разбавления.

При работе по методу наблюдательных скважин обнаружено два максимума, связанных с различной степенью трещиноватости пород, по которым движется вода [154]. Эти результаты могут быть количественно интерпретированы с помощью теории, изложенной в гл. I.

Рассмотрим в заключение некоторые сравнительные измерения, сделанные в последние годы в полевых условиях. Как известно, наиболее распространенным при гидрогеологических исследованиях методом определения коэффициентов фильтрации является метод опытной откачки. Измеренный с помощью откачек коэффициент фильтрации может быть взят за некоторый эталон, с которым можно сравнивать результаты других, например радиоиндикаторных или резистивиметрических, измерений. При помощи последних, определив скорость фильтрации v и гидравлический градиент на исследуемом участке l , нетрудно рассчитать и сравниваемые значения K_f по уравнению Дарси. К сожалению, таких сравнительных измерений проведено пока немного.

Рассмотрим данные, полученные Н. А. Огильви и Д. И. Федоровичем на одном из участков Яковлевского месторождения Курской магнитной аномалии. Измерения скоростей фильтрации велись при помощи резистивиметрии и методом откачек. Полученные результаты приведены в табл. 14.

Таблица 14

Литология водоносного горизонта	I	По откачкам		По резистивиметрии	v_p/v_0
		$K_{\text{ф}}$, м/сутки	v_0 , м/сутки	v_p , м/сутки	
Песок	0,0015	0,667	0,001	0,012	12
Пески и песчаники	0,0056	0,310	0,001	0,152	152
Песок глинистый .	0,0292	0,354	0,0103	0,310	30
	0,0187	0,241	0,0045	0,364	81
Мергель	0,0032	0,001	0,00003	0,054	1800
Известняк	0,0390	0,074	0,0029	0,020	7
	0,0035	0,046	0,0016	0,011	7
	0,0050	0,019	0,001	0,007	7

В таблице представлены средние данные по нескольким скважинам. Результаты параллельных измерений, как правило, различались незначительно. Из табл. 14 следует, что при небольших скоростях фильтрации резистивиметрический метод регистрирует не разбавление солевого раствора потоком подземных вод, а вынос электролита из скважины под действием трудно учитываемых побочных факторов (сорбция, осмос, гравитационное перераспределение раствора). Резистивиметрический метод, таким образом, неприменим для изучения потоков подземных вод, скорость движения которых меньше 1 см/сутки.

В табл. 15 приведены данные сравнительных измерений Мильде [43], который использовал метод разбавления с применением Вг⁸². Измерения в скважинах

Таблица 15

№ опыта	Коэффициенты фильтрации, м/сутки		
	по методу разбавления	по данным опытных откачек	
1	96,0	}	37—138
2	62,2		
3	77,8		
4	41,5		
5*	52—78		39—86

* Измерения по методу разбавления проведены с помощью флуоресцина.

велись на глубине до 50 м. После окончания радиоиндикаторных опытов проводились кратковременные (27 ч) откачки.

Из табл. 15 видно, что при использовании радиоактивного индикатора наблюдается лучшее совпадение результатов измерений. Следует, однако, отметить, что коэффициенты фильтрации пород, исследованных Мильде, были на несколько порядков выше, чем в опытах Н. А. Огильви и Д. И. Федоровича.

Хорошее совпадение данных радиоиндикаторных измерений скоростей фильтрации с данными геоэлектрических измерений получено в работе [149] на участке Яблона в Польше (кварцевые пески), где скорости фильтрации были равны $v=35-60$ м/сутки.

Таким образом, исследовательская практика подтверждает преимущества радиоактивных индикаторов, которые все чаще используются при проведении различных гидрогеологических, гидрологических и гидротехнических работ.

* * *

Краткий обзор результатов исследований потоков подземных вод и открытых потоков показывает, что радиоиндикаторная методика позволяет решать разнообразные научные и технические задачи, которые другими методами не могли быть изучены с достаточной точностью и оперативностью. Как и во многих других областях, метод меченых атомов в гидрогеологии, гидрологии и гидротехнике открывает совершенно новые перспективы и возможности. Дальнейшее развитие теории и техники радиоиндикаторных методов будет способствовать широкому применению их для исследования потоков влаги в почвах, грунтах и открытых водоемах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Ч. 2. М., ОНТИ. 1935; М., Госгеолиздат, 1943.
2. Силин-Бекчурин А. И. Специальная гидрогеология. М., Госгеолиздат, 1951.
3. Богомолов Г. В. Основы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1955.
4. Веригин Н. Н. Методы определения фильтрационных свойств горных пород. М., Госстройиздат, 1962.
5. Изотопы, источники излучения и радиоактивные материалы. Каталог. Изд. 2. М., Госатомиздат, 1962.
6. Lasey W., de Laguna W., Science, 124, 402 (1956).
7. Глобус А. М. «Почвоведение», № 9, 105 (1961).
8. Ленский Л. А., Рачинский В. В. «Докл. ТСХА». Вып. 99, 527 (1964); «Докл. АН СССР», 162, 380 (1965).
9. Финкельштейн Я. Б. и др. «Разведка и охрана недр», № 1, 28 (1958). «Докл. АН СССР», 116, 671 (1957).
10. Алексеев Ф. А. и др. «Геология нефти», № 12, 46 (1958).
11. Васильева Н. А., Харченко Б. С. «Тр. ГрозНИИ». Вып. 3, 195 (1958).
12. Von Buttlar H., Wendt I. Trans. Amer. Geophys. Union, 38, 660 (1958).
13. Scharpenseel H., Gewehr H. Z. Pflanz. Dung. Bodenkunde, 88, 35 (1959).
14. Thatcher L. Geol. Surv. Profess. Paper, № 424—D, 3967 (1961).
15. Вартазаров С. Я. Применение метода радиоактивных изотопов в гидротехнике. М., Госэнергоиздат, 1958.
16. Носова О. Н. «Изв. ВНИИГ им. Веденеева», 61, 133 (1958).
17. Montens A. Atompraxis, 5, 182 (1959).
18. Воларович М. П., Чураев Н. В. Исследования торфа при помощи радиоактивных изотопов. М., Изд. АН СССР, 1960; Сб. «Новые физические методы исследования торфа». М., Госэнергоиздат, 1960.
19. Емельянов В. А. Применение радиоактивных изотопов в гидротехнике, мелиорации и строительстве. Вып. 14. М., ЦИТЭИН, № Р-60-109, 1960, стр. 29.
20. Беликов М. П. и др. Применение радиоактивных изотопов в гидротехническом строительстве. М., Госстройиздат, 1961.
21. Ферронский В. И. и др. «Тр. ВСЕГИНГЕО». Сб. 20, стр. 3 (1962).

22. Wallo E., Remson I. Trans. Amer. Geophys. Union, **44**, 576 (1963).
23. Воларович М. П. и др. В сб. «Физика, химия, биология и минералогия почв СССР» (Доклады к VIII Международному конгрессу почвоведов). М., «Наука», 1964, стр. 98.
24. Чураев Н. В. и др. «Атомная энергия», **18**, 264 (1965).
25. Вартазаров С. Я. и др. В сб. «Радиоактивные изотопы и ядерные излучения в народном хозяйстве СССР». 2, М., Гостоптехиздат, 1961, стр. 7.
26. Флексер Н. Я. «Атомная энергия», **10**, 546 (1961); «Гидротехническое строительство», № 1, 28 (1963).
27. Bahr F. Die Wasserwirtschaft, № 7, 173 (1962); № 8, 222 (1962).
28. Поляков Ю. А. и др. «Почвоведение», № 11, 97 (1963).
29. Чураев Н. В. «Торфяная пром-сть», № 8, 20 (1961).
30. Баев Ю. В. и др. «Торфяная пром-сть», № 8, 14 (1964).
31. Симпозиум по применению радиоактивных изотопов в гидрологии. «Атомная энергия», **15**, 180 (1963).
32. Раупе В. и др. Доклад № 875 (Австрия), представленный на Третью международную конференцию по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1964.
33. Кочерин Д. И. Материалы по водным изысканиям в Крыму. Гидрометр. отд., вып. 1. Изд. отдела земельных улучшений. Симферополь, 1916.
34. Огильви Н. А. «Разведка недр», № 2, 54 (1937); Огильви Н. А., Федорович Д. И. Электролитический метод определения скорости фильтрации подземных вод. М., «Недра», 1964.
35. Воларович М. П. и др. «Торфяная пром-сть», № 7, 26 (1957); В сб. «Труды Всесоюзной конференции по применению радиоактивных и стабильных изотопов», IV. М., Госэнергоиздат, 1958, стр. 72.
36. Moser H. et al. Atomkernenergie, **2**, 226 (1957); **3**, 401 (1958); **7**, 321 (1962).
37. Flemming H. Chem. Industrie, № 9, 465 (1959).
38. Peter P. et al. Vodohospod. casop., **9**, 160 (1961).
39. Долидзе Г. Л. «Тр. Груз. ин-та субтропич. х-ва». Вып. 5—6, стр. 321 (1961).
40. Мечитов И. И. «Изв. высших учебных заведений. Нефть и газ», № 11, 107 (1962).
41. Pietka Z. Gospod. Wodna, **22**, 60 (1962); Przegl. geofis., **7**, 67 (1962).
42. Iwai S., Jnoue Y. Radioisotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency. Vienna, 1963. p. 297.
43. Milde G. Isotopentechnik, № 11, 328 (1962).
44. Абдуллаев А. А. и др. В сб. «Вопросы современной физики и математики». Ташкент, Изд. АН УзССР, 1962, стр. 112.
45. Moser H., Neumaier F. Radioisotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency. Vienna, 1963. p. 283.
46. Бородин Р. В. Определение расхода потока грунтовых вод в алювиальных галечниках. Ташкент, Изд. САГУ, 1958.
47. Filip A. Radioaktivni izotopi i zračenja, **1**, 128 (1962).
48. Коль С. А. «Труды ГГИ». Вып. 8 (62), Л., Гидрометеиздат, 1948, стр. 75.

49. Sciences, Int. Atomic. Energy Agency. Vienna, 1, 83 (1962).
50. Guizerix J. et al. Radioisotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency, Vienna, 1963, p. 25.
51. Ильин Н. И., Чураев Н. В. «Изв. высших учебных заведений. Геол. и разв.», № 7, 80 (1966).
52. Ильин Н. И., Чураев Н. В. Научно-техническая информация по гидротехнике и мелиорации. Вып. 12. М., ВНИИГиМ, 1962, стр. 5.
53. Николаевский В. Н. «Изв. АН СССР.» Отд. техн. н., № 5, 189 (1960).
54. Бан А. и др. Влияние свойств горных пород на движение в них жидкости. М., Гостоптехиздат, 1962.
55. Матвеев Б. К. Геофизические методы изучения движения подземных вод. М., Гостгеолиздат, 1963.
56. Kaufmann W., Orlob G. Amer. Water Works Association, 48, 559 (1956).
57. Mairhofer H. Atompraxis, 9, 2 (1963).
58. Bogwyszuk M. Postepy techn. jadow., 7, 467 (1963).
59. Medgyesi T., Zahoran J. Hidrol. Közlöny, 40, 461 (1960).
60. Васильева Н. А. и др. В сб. «Геофизические и гидродинамические методы исследования пластов и скважин». М., Гостоптехиздат, 1960, стр. 226.
61. Абдуллаев А. А. и др. «Изв. АН УзССР. Сер. физ.-мат. н.», № 6, 82 (1959).
62. Montens A. Verband Dtsch. Ing., 97, 317 (1955); Bautechnik, № 9, 297 (1955).
63. Астапов С. В. и др. «Гидротехника и мелиорация», № 2, 22 (1958).
64. Инструкция по определению направления и скорости течения подземных вод И—27—53. Гидроэнергопроект, М., Госэнергоиздат, 1953.
65. Бреслав В. И. и др. «Изв. АН ЛатвССР», № 3 (92), 99 (1955).
66. Биндеман Н. Н. «Разведка и охрана недр», № 2, 37 (1959).
67. Майдебор В. Н. Тр. «ГрозНИИ». Вып. 3, стр. 190 (1958).
68. Danel P. Proc. Ankara Sympos. Arid. Zone Hydrology, Paris UNESCO, 1953, p. 99.
69. Воларович М. П. и др. «Коллоидный журнал», 23, 524 (1961).
70. Ильин Н. И., Чураев Н. В. «Торфяная пром-сть», № 5, 18 (1961).
71. Носова О. Н. «Изв. ВНИИГ им. Веденеева», 69, 143 (1962).
72. Theis O. Radioisotopes in Hydrology, Intern. Atomic Energy Agency. Vienna, 1963, p. 193.
73. Horawski M. Zeszyty Naukowe Wyszzej Szkoły Rolniczej we Wrocławiu, Melioracia, 9, № 56, 159 (1964).
74. Knutsson G., Ljunggren K. Geol. Fören, För Hand., 81, 405 (1959); Grundförbättring, 12, 211 (1959).
75. Merrit W. Health. Phys., 8, 185 (1962).
76. Erdelyszky Z., Ubell K. Period. polytechn. Electr. Engng, 6, 205 (1962).
77. Чураев Н. В. Авт. свид-во № 125909, 1959. Бюлл. изобретений, № 3, 1960.

78. Во л а р о в и ч М. П. и др. «Торфяная пром-сть», № 7, 9 (1961).
79. Во л а р о в и ч М. П., Ч у р а е в Н. В. *Int. Atomic Energy Agency*, Proc. N 55, p. 171, Vienna, 1962.
80. И л ь и н Н. И., Ч у р а е в Н. В. «Торфяная пром-сть», № 3, 10 (1963).
81. Осушение болотных и заболоченных почв. Минск, Изд. АСХН БССР, 1960.
82. Ев до к и м о в а В. И. Бюлл. НТИ по с.-х. мелиорации в нечерноземной полосе, № 4, 13 (1958).
83. J o r d a n J. et al. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 39, 446 (1958).
84. S t r a u b C. et al. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 39, 420 (1958).
85. K a t o M. et al. *Radioisotopes in Hydrology*, *Int. Atomic Energy Agency*, Vienna, 1963, p. 108.
86. Кур син С. А., М и х а й л о в с к и й В. Н. «Гидротехника и мелиорация», № 6, 33 (1956).
87. Томас мл. В кн. «Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955». Т. 15, М., Машгиз, 1957, стр. 57.
88. P a r k e r F. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 39, 434 (1958).
89. B r a n d t G., G e y e r J. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 39, 440 (1958).
90. R a k o c z i L. *Hidrol. Közlöny*, 43, 198 (1963).
91. T i m b l i n L., P e t e r k a A. *Radioisotopes in Hydrology*, *Intern. Atomic Energy Agency*, Vienna, 1963, p. 37.
92. G u i z e r i x J. et al. *Radioisotopes in Hydrology*, *Int. Atomic Energy Agency*, Vienna, 1963, p. 255.
93. Во л а р о в и ч М. П. и др. Радиоактивные изотопы в мелиорации. «Тр. ВНИИГиМ», 38, 117 (1962).
94. Ч у р а е в Н. В. Научные доклады высшей школы «Горное дело», № 1, 21 (1959).
95. И л ь и н Н. И. Применение радиоактивных изотопов и ядерных излучений для автоматизации технологических процессов, ГОСИНТИ, вып. 6, № Р—62—230/6, стр. 45 (1962).
96. И л ь и н Н. И. Научно-техническая информация по гидротехнике и мелиорации. Вып. 13, М., ВНИИГиМ, 1962, стр. 12.
97. И л ь и н Н. И., Ч у р а е в Н. В. «Инж.-физ. ж.», 6, 115 (1963).
98. Ч у р а е в Н. В., И л ь и н Н. И. «Инж.-физ. ж.», 4, 44 (1961).
99. Д а н и л и н А. И. Применение ядерных излучений в гидрометеорологии. М., Гидрометеиздат, 1957.
100. Ф л е к с е р Н. Я., Ш и п е н к о О. П. «Разведка и охрана недр», № 6, 42 (1961).
101. S c h i e c k K. *Wasserwirtschaft-Wassertechnik*, № 8, 365 (1958).
102. Х а и т о в Б. К. «Докл. АН УзССР», № 5, 15 (1962).
103. А р а в и н В. И. и др. Аннотации законченных в 1961 г. научно-исследовательских работ по гидротехнике. ВНИИГ им. Воденеева. М.—Л., Госэнергоиздат, 1963, стр. 275.
104. Инструкция по работе с радиоактивными веществами в научных учреждениях АН СССР. М., Изд. АН СССР, 1963.
105. А ф а н а с ь е в А. Е. и др. «Почвоведение», № 5, 96 (1966).
106. H o u r s R. *Houille blanche*, 10, 264 (1955).
107. Справочник по дозиметрическим, радиометрическим и электронно-физическим приборам. М., Атомиздат, 1959.
108. Р а ч и н с к и й В. В. Практикум по применению изотопов и излучений в сельском хозяйстве. Вып. 8, М., ТСХА, 1962.

109. Несмеянов А. Н. Практическое руководство по радиохимии. М., Госхимиздат, 1956.
110. Райский С. М., Смирнов В. Ф. Физические основы метода радиоактивных индикаторов. М., Гостехиздат, 1956.
111. Абдуллаев А. А. и др. «Изв. АН УзССР. Сер. физ.-мат. н.», № 5, 40 (1962).
112. Eulitz G. Rev. Scient. Instrum., 34, 1010 (1963).
113. Ленский Л. А. «Докл. ТСХА». Вып. 94, 379 (1963).
114. Димаскян А. М. «Тр. ГГИ». Вып. 84, 64 (1960).
115. Чураев Н. В. «Тр. Калининского торфяного института». Вып. 11, М., Госэнергоиздат, 1960, стр. 158.
116. Тэрасаки Ц. и др. Реф. ж. «Геология», № 2, Е39 (1964).
117. Burdon D. et al. Radioisotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency. Vienna, 1963, p. 309.
118. Eriksson E. et al. Boll. geophys. teorica ed appl., 5, 18 (1963).
119. Smith D., Clark W. Radioisotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency. Vienna, 1963, p. 77.
120. Fox C. Public Works, 83, 57 (1952).
121. Simon L. Vodni Hospodarstvi, № 6, 162 (1957).
122. Oeda M. et al. Reclamat and Meliorat., № 4, 29 (1958).
123. Vessey E., Czerny G. Hidrol. Közlöny, 37, 44 (1957).
124. Nelson R., Reisenauer A. Radioisotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency. Vienna, 1963, p. 207.
125. Халеви И., Нир А., В сб. «Вопросы гидрогеологических расчетов». М., «Мир», 1964, стр. 131.
126. Абдуллаев А. А. и др. «Изв. АН УзССР. Сер. физ.-мат. н.», № 5, 45 (1962).
127. Карпов А. Н., Маргус М. Е. «Гидротехническое строительство», № 2, 26 (1957).
128. Degot V. et al. Radioisotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency, Vienna, 1963, p. 321.
129. Ariizumi A., Kondo O. Radioisotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency. Vienna, 1963, p. 365.
130. Бланкова Т. Н., Зинатулина А. М. «Нефтяное хозяйство», № 12, 52 (1960).
131. Бескин Л. И., Осипов В. И. Авт. свид-во № 164966, 1963. Бюлл. изобретений и товарных знаков, № 17, 1964.
132. Печкуров А. Ф., Амнуил Х. И. В сб. «Основные результаты научно-исследовательских работ за 1956 г. БелНИИ мелиорации и водного хоз-ва», Минск, Изд. АН БССР, 1957, стр. 71.
133. Лундин К. П. Водные свойства торфяной залежи. Минск, «Урожай», 1964.
134. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. М., Гидрометеиздат, 1957.
135. Дзекцер Е. С., Ильин Н. И. «Гидротехника и мелиорация», № 2, 34 (1966).
136. Новые методы гидрологических исследований. Сб. статей. Ред.—изд. отд. ЦУЕГМС, 1936.
137. Hull D. Int. J. appl. Rad. Isotopes, 13, 63 (1962).
138. Clayton C., Smith D. Radioisotopes in Hydrology, Int. Atomic Energy Agency. Vienna, 1963, p. 1.

139. Носова О. Н. «Тр. коорд. совещаний по гидротехнике», вып. 9, стр. 108 (1964).
140. Флексер Н. Я. Радиоиндикаторные методы исследования фильтрации в гидротехнических сооружениях. М., «Энергия», 1965.
141. Указания по применению радиоактивных индикаторов для исследования фильтрации в гидротехнических сооружениях. М., «Энергия», 1965.
142. Sugisaki R. Eau, **51**, 81 (1964).
143. Schnitzer W. Geol. Bl. NO—Bayern, **15**, 50 (1964).
144. Novak D. Nova proizvodnja, **15**, 364 (1964).
145. Buchanan T. J. Sanit. Engng Div. Proc. Amer. Soc. Civil Engrs, **90**, 1 (1964).
146. Käss W. Steir. Beitr. Hydrogeol., № 15—16, 37 (1963—1964).
147. Hanshaw B. et al. Science, **148**, 494 (1965).
148. Haskell C., Hawkins R. Soil Sci. America Proc., **28**, 725 (1964).
149. Borowczyk M. et al. Rept. Inst. badan. jadow. PAN, № 502, 27 (1964); Nukleonika, **10**, 19 (1965).
150. Krätzschar H., Richter W. Wiss. Techn. Univ. Dresden, **12**, 1767 (1963).
151. Гринбаум И. И., Геофизические методы определения фильтрационных свойств горных пород. М., «Недра», 1965.
152. Krolkowski C. Kwart. geol., **8**, 873 (1964); Atomkern-energie, **10**, 57 (1965).
153. Gaspar E., Oncescu M. Rev. Roumaine phys., **10**, 361, (1965).
154. Dvořák L., Hanzlík J. Vyzkumn. prace CSAV, **3**, 147 (1964).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Глава I. Теория радиоиндикаторных методов исследования потока подземных вод	3
Метод наблюдений за изменением концентрации индикатора в одиночной скважине (метод разбавления)	5
Зондовый односкважинный метод определения направления и скорости потока подземных вод	11
Метод наблюдательных скважин в однородных породах	14
Метод наблюдательных скважин в многослойных породах	22
Метод координатных измерений	25
Исследования открытых водотоков и дренажа	28
Глава II. Лабораторная проверка радиоиндикаторных методов исследования потока подземных вод	35
Метод наблюдений за изменением концентрации индикатора в одиночной скважине	35
Метод наблюдательных скважин в однородных породах	48
Метод наблюдательных скважин в многослойных породах	52
Зондовый односкважинный метод определения скорости и направления потока подземных вод	56
Глава III. Методика проведения полевых радиоиндикаторных работ	61
Введение радиоактивного индикатора	61
Отбор проб воды и измерение концентрации радиоактивного индикатора	65
Измерение концентрации индикатора в скважинах с помощью зондов	70
Обработка результатов радиоиндикаторных опытов	74
Проведение координатных измерений	80
Глава IV. Основные результаты применения радиоиндикаторных методов	84
Изучение движения подземных вод	84
Изучение передвижения воды в торфяных грунтах	92
Изучение открытых водных потоков и дренажа	103
Радиоиндикаторные исследования, выполненные в последнее время	107
Литература	118

Николай Владимирович Чураев, Николай Иванович Ильин

РАДИОИНДИКАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Редактор Т. П. Калюжная

Художественный редактор А. С. Александров

Техн. редактор Н. А. Власова

Корректор С. В. Смолян

Сдано в набор 18.VIII.1966 г. Подписано в печать 14.XI.1966 г. Т-15905

Бумага 84×108¹/₃₂, типографская № 2 Усл. печ. л. 6,52 Уч.-изд. л. 6,45

Зак. тип. 644. Зак. изд. 1537. Тираж 1700 экз. Цена 39 коп.

Атомиздат, Москва, К-31, ул. Жданова, д. 5/7

Московская типография № 6 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР
Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр., 17.