

Определение гидрогеологических параметров по данным режимных наблюдений

Делчо Моллов, Илия Г. Йотов

Моллов, Д., Ил. Йотов. 1975. Определение гидрогеологических параметров по данным режимных наблюдений. — *Инж. геол. и гидрогеол.* 1, 33—40.

Разработана методика определения коэффициента уводнепередачи и сопротивления речного русла. Используются данные о переходе максимума волны в двух наблюдательных колодцах, находящихся на различном расстоянии от поверхностного водоема (реки).

Адрес: Болгарская академия наук, Геологический институт, София 1113.

Mollov, D., I. G. Yotov. 1975. Determination of the Hydraulic constants of the aquifer using data from regime observations. — *Engineering Geology and Hydrology*, 1, 33—40.

A method for determining the coefficient of diffusivity and the resistance of river bed is worked out. Data for the maximum of head (as a result of a wave passing throughout the river) in two observation well, located at different distance from the recharging river, are used for computation.

Address: Bulgarian Academy of Sciences, Geological Institute, Sofia 1113.

Изменение уровня подземных вод под влиянием поверхностных водоемов определяется типом расчетной схемы соответствующей реальным условиям, характером изменения уровня воды водоема и параметрами водоносного пласта. Следствием этого является возможность определения гидрогеологических параметров (коэффициент уводнепроводности и сопротивление ложи водоема) по данным режимных наблюдений. В этом направлении существуют некоторые разработки. Используя решение Форгеймера об изменении уровня подземных вод под влиянием синусоидального изменения уровня водоема, Ферис (Фелнер, 1964) разработал методы для определения уводнепроводности по данным об уменьшении амплитуды колебаний и запаздывании их максимумов. Хотя и точны с аналитической точки зрения, приложимость этих методов ограничена тем, что продолжительные правильные синусоидальные колебания уровня поверхностных водоемов встречаются очень редко. С другой стороны, решение Форгеймера не относится к единичным синусоидальным волнам или к части этих волн, как это отмечает и Аверьянов (1956). При второй группе методов (Аверьянов, Шестаков, Огильви, Киселев и др. (в: Шестаков, 1965) используется ход изменения уровня подземных

вод и поверхностных водоемов. Приложимость этих методов широкая. Однако в некоторых случаях точность используемых данных может оказаться недостаточной в связи с тем, что изменение уровня может быть вызвано и другими факторами. Кроме того существует метод для определения сопротивления ложи водоемов только при мгновенном подъеме уровня водоема.

В данной работе предлагаются методы для определения коэффициента уровневпроводности (a) однородного пласта и сопротивления ложи водоема (Δx) по скорости распространения максимумов уровня подземных вод. Рассматриваются два случая:

1. Уровень поверхностного водоема мгновенно поднимается и через некоторое время мгновенно понижается.

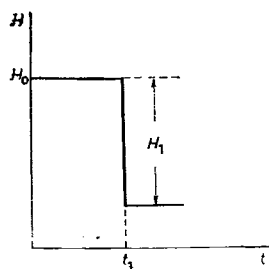


Рис. 1
Fig. 1

Известно, что при мгновенном подъеме уровня водоема на величину H_0 , уровень подземных вод H изменяется, следуя известной зависимости

$$H = H_0 \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{at}},$$

где $\operatorname{erfc} \lambda$ — дополнительная функция ошибок;

x — расстояние от реки до точки, в которой в моменте t после мгновенного подъема определяется уровень H .

Если через время t_1 уровень водоема мгновенно понизится на величину H_1 (рис. 1) H будет определяться формулой

$$H = H_0 \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{at}} - H_1 \operatorname{erfc} \frac{x}{2\sqrt{a(t-t_1)}}.$$

При наличии гидравлического сопротивления ложи водоема (несовершенство и кольматация водоема) методом „дополнительного слоя“ получается

$$H = H_0 \operatorname{erfc} \frac{x+\Delta x}{2\sqrt{at}} - H_1 \operatorname{erfc} \frac{x+\Delta x}{2\sqrt{a(t-t_1)}}.$$

Если используются безразмерные критерии Фурье $Fo = at/x^2$ и Био $Bi = x/\Delta x$, эту зависимость можно записать так

$$(1) \quad H = H_0 \operatorname{erfc} \frac{1+1/Bi}{2\sqrt{Fo}} - H_1 \operatorname{erfc} \frac{1+1/Bi}{2\sqrt{Fo} \sqrt{1-(t_1/t)}}.$$

Вызванное таким образом возмущение пласта достигнет своим максимумом точки x через время, определяемое приравнением к нулю $\partial H/\partial t$ из выражения (1). При этом получается

$$(2) \quad (1-(t_1/t))\sqrt{1-(t_1/t)} = \exp \left[-\left(\frac{1+1/Bi}{2\sqrt{Fo}} \right)^2 \frac{t_1/t}{1-(t_1/t)} \right].$$

Функциональная зависимость (2) табулирована и представлена графически на рис. 2. Этим создается возможность для определения пара-

метров пласта (a и Δx) по t_{C_1} и t_{C_2} — временам прохождения максимума возмущения в двух наблюдательных скважинах C_1 и C_2 , отстоящих на расстояниях x_1 и x_2 от водоема. Для этого вычисляются отношения t_1/t_{C_1} и t_1/t_{C_2} и по графику отсчитываются соответствующие величины

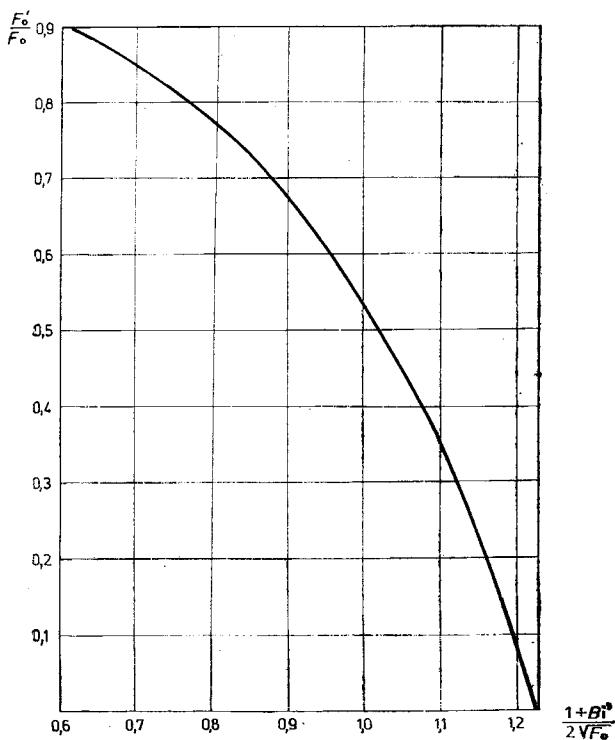


Рис. 2
Fig. 2

$(1 + 1/Bi)/2\sqrt{F_0}$. Таким образом получается система из двух уравнений с двумя неизвестными:

$$\frac{x_1 + \Delta x}{2\sqrt{at_{C_1}}} = A,$$

$$\frac{x_2 + \Delta x}{2\sqrt{at_{C_2}}} = B.$$

Отсюда

$$a = \frac{(x_2 - x_1)^2}{(2B\sqrt{t_{C_2}} - 2A\sqrt{t_{C_1}})^2},$$

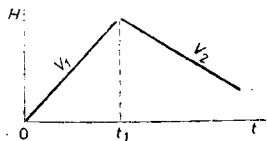
$$(3) \quad \Delta x = \frac{x_1 B \sqrt{t_{C_2}/t_{C_1}} - x_2 A}{A - B \sqrt{t_{C_2}/t_{C_1}}}.$$

$${}^1 t_1 t = F'_0 / F_0; \quad 1/Bi = Bi'.$$

В частности, когда гидравлическое сопротивление ложи водоема отсутствует ($\Delta x=0, Bi=\infty$) по данным одной наблюдательной скважины при помощи рис. 2 можно определить коэффициент урвннепроводности пласта

$$(4) \quad a = \frac{x^2}{4t_c A^2}.$$

Рассмотренный тип годографа водоема при малом отношении t_1/t действует на водоносный горизонт как импульсное возмущение. Решение об изменении уровня подземных вод при таком возмущения, полученное при помощи интеграла Дюамеля, имеет вид



$$(5) \quad H = \frac{H_0 t_1 (x + \Delta x)}{2 \sqrt{\pi a t^3}} \exp \left[-\frac{(x + \Delta x)^2}{4at} \right].$$

Рис. 3
Fig. 3

После нахождения производной $\partial H/\partial t$ из выражения (5) и приравнивая ее к нулю получаем время, через которое импульсное возмущение достигнет данной точки. В критериальной форме это время выражается так:

$$\frac{Fo}{(1+1/Bi)^2} = \frac{1}{6} \quad \text{или} \quad \frac{1+1/Bi}{2\sqrt{Fo}} = 1,225.$$

Из графика на рис. 2 видно, что с точностью 10% по отношению к скорости распространения максимума, рассмотренный тип годографа действует как импульс при $t_1/t < 0,2$.

2. Уровень водоема повышается с постоянной скоростью, а через некоторое время начинает понижаться с другой, тоже постоянной скоростью.

Если в моменте времени $t=0$ уровень водоема начнет повышаться с постоянной скоростью v_1 , а через некоторое время t_1 начнет понижаться с другой постоянной скоростью v_2 (рис. 3) уровень подземных вод будет изменяться следуя известной зависимости

$$(6) \quad H = v_1 t \left\{ \left[1 + \frac{(x + \Delta x)^2}{2at} \right] \operatorname{erfc} \frac{x + \Delta x}{2\sqrt{at}} - \frac{x + \Delta x}{\sqrt{\pi at}} \exp \left[-\frac{(x + \Delta x)^2}{4at} \right] \right\} - (v_1 + v_2)(t - t_1) \left\{ \left[1 + \frac{(x + \Delta x)^2}{2a(t - t_1)} \right] \operatorname{erfc} \frac{x + \Delta x}{2\sqrt{a(t - t_1)}} - \frac{x + \Delta x}{\sqrt{\pi a(t - t_1)}} \exp \left[-\frac{(x + \Delta x)^2}{4a(t - t_1)} \right] \right\}.$$

Зависимость (6) справедлива до момента, в котором v_2 остается постоянной.

Приравнивая к нулю $\partial H/\partial t$ из выражения (6) находим условие прохождения максимума возмущения этого типа через какую-то точку пласта:

$$v_1 \operatorname{erfc} \frac{x + \Delta x}{2\sqrt{at}} = (v_1 + v_2) \operatorname{erfc} \frac{x + \Delta x}{2\sqrt{a(t - t_1)}}.$$

Или в критериальной форме

$$\alpha \operatorname{erfc} \frac{1+1/Bi}{2\sqrt{Fo}} = \operatorname{erfc} \frac{1+1/Bi}{2\sqrt{Fo}\sqrt{1-(t_1/t)}}$$

где $\alpha = \frac{v_1}{v_1+v_2}$.

Выражение (7) затабулировано и представлено графически на рис. 4 (для $(1+1/Bi)/2\sqrt{Fo}$ от 0,25 до 1,0) и рис. 5 (для $(1+1/Bi)/2\sqrt{Fo}$ от 1 до

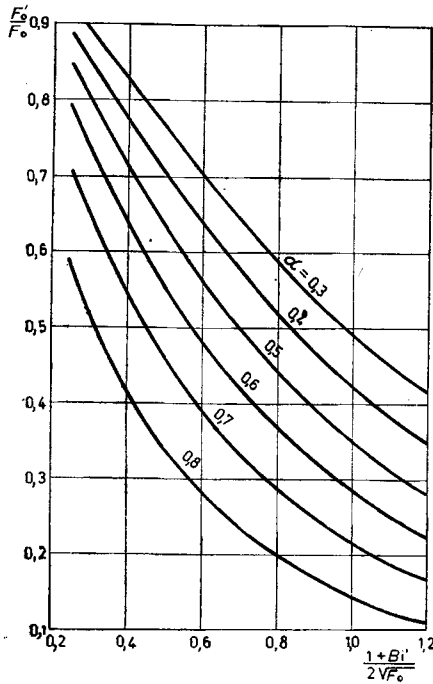


Рис. 4
Fig. 4

3,5). Представление на двух графиках дано с целью обеспечения более высокой точности при работе. Эти графики позволяют определить параметры пласта (a и Δx) по данным двух наблюдательных скважин. Порядок работы токов, как и в предыдущем случае с той разницей, что значения аргументов $(1+1/Bi)/2\sqrt{Fo}$ отсчитываются для соответствующего коэффициента α . Параметры пласта в этом случае определяются также по формулам (3, 4).

Рассмотренными двумя типами возмущений может быть аппроксимировано большое число части гидрографов водоемов (рек) с целью определения гидрогеологических параметров по данным режимных наблюдений. В данной работе влияние несовершенства и кольматации лож водоемов учтено методом „дополнительного слоя“. Отметим, что точность этого

метода зависит от величины параметров Fo и Bi . Исследования (Гылыбов, Моллов, 1969) показали, что он дает хорошие результаты (погрешность меньше 10% при

$$\sqrt{Fo} (Bi + \sqrt{Fo}) \geq 3,2).$$

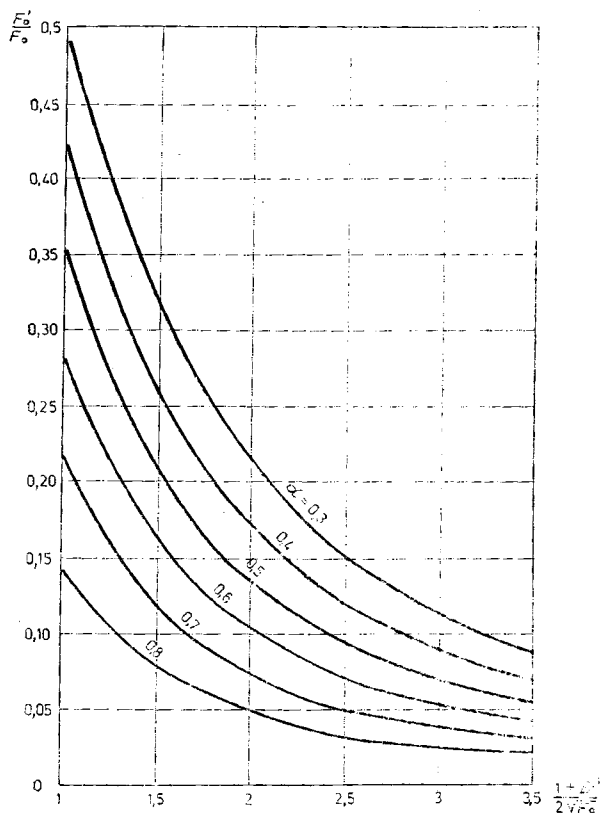


Рис. 5
Fig. 5

Для иллюстрации предложенного метода рассмотрим числовой пример. В Карабаозской низменности на 600 м от р. Дуная находится наблюдательный колодец. Изменение дровней реки и колодца представлены на рис. 6.¹ В этом случае годограф реки хорошо аппроксимируется вторым способом. Из этих графиков определяем:

$$\alpha = 0,63; \quad t_1 = 7 \text{ суткам}; \quad t = 10 \text{ суткам}; \quad t_1/t = 0,7.$$

¹Эти данные предоставлены нам инж. Н. Пачевым из „Водпроект“, за что мы выражаем ему свою глубокую благодарность.

Исходя из этих данных по графику на рис. 4 находим

$$\frac{1+1/Bi}{2\sqrt{Fo}}=0,32.$$

Так как отсутствует вторая наблюдательная скважина, что не позволяет определения двух параметров a и Δx , предполагаем, что сопроти-

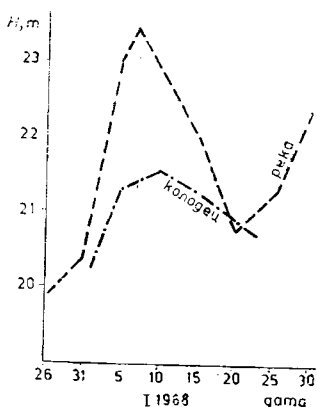


Рис. 6
Fig. 6

вление ложи реки пренебрежимо мало по отношению к сопротивлению пласта. Это означает, что $Bi = \infty$. Тогда определяем $\frac{1}{2\sqrt{Fo}} = 0,32$ или $Fo = 2,43$.

Отсюда

$$a = \frac{2,43x^2}{t} = 8,75 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{сутки}.$$

Отметим, что рассмотренный пример скорее всего иллюстративный, так как частота наблюдений за уровнями слишком мала и поэтому входящие в расчеты t_1 и t определены с недостаточной точностью.

Литература

1. Аверьянов, С. Ф., А. Н. Костяков, Н. Н. Фоворин. 1956. *Влияние оросительных систем на режим грунтовых вод*. Сб. первый. М., АН СССР.
2. Гылыбов, М. и Д. Моллов. 1969. О точности и применимости метода „дополнительного слоя“ для учета сопротивления ложа водоемов при гидрогеологических расчетах. — *Сп. Бълг. геолог. д-во*, 3.
3. Фелнер, Э. Дж. 1964. Определение проницаемости долинных отложений по данным циклических колебаний речных и грунтовых вод. — В: *Вопросы гидрогеологических расчетов*. М., МИР.
4. Шестаков, М. В. 1965. Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. М., Моск. универс.

Одобрена на 29. VI. 1974 г.

Accepted June 29, 1974.

Determination of the Hydraulic Constants of the Aquifer Using Data from Regime Observation

D. Mollov, I. G. Yotov

(Summary)

A wave passing throughout the river causes a wave in the adjacent aquifer. The maximum of this wave delays in comparison with the river crest stage. This delay is used as a basis of the method worked out for determining the hydraulic constants — the coefficient of diffusivity a and the resistance of the river bed Δx . Data for the change of the head in two observation wells are needed for computation. Two variants of the method are presented: 1) A part of the river hydrograph is approximated by instantaneous rising following some time after the instantaneous falling of the level has elapsed. 2) A part of the river hydrograph is approximated by rising at a constant velocity up to a specified moment, after which the level falls at other constant velocity. All expressions are tabulated and presented graphically for practical computation. A numerical example is given for illustration.