

Л. ВАЛЛНЕР

УДК 556.332.62

## РАСЧЕТ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ ИНТЕНСИВНОГО ВОДООБМЕНА

### Исходные положения

Естественные ресурсы подземных вод — это обеспеченный питанием приток или отток подземных вод (Куделин, 1960). По естественным ресурсам обычно оценивается обеспеченность эксплуатационных запасов подземных вод крупных водозаборов (Боचेвер и др., 1965).

Естественные ресурсы подземных вод могут быть определены непосредственно по разным формулам, применяемым в гидрогеологии, в частности по зависимостям, выведенным с помощью численного анализа Г. Н. Каменским (1943), П. А. Киселевым (1967) и др. Однако для этого требуется произвести трудоемкие разведочные работы и режимные наблюдения. Считается, что соображения экономического характера существенно ограничивают применимость упомянутых методов (Куделин, 1960; Попов, 1968).

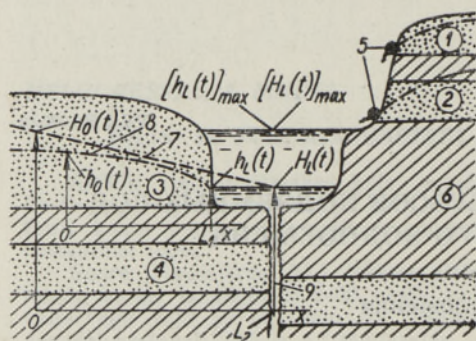
Существуют также эмпирические способы оценки естественных ресурсов подземных вод. Наибольшее распространение среди них приобрел метод генетического расчленения речного гидрографа, разработанный и широко внедренный в практику Б. И. Куделиным и его последователями (Подземный сток на территории СССР, 1966). Данный метод основывается на подтвержденной многими исследованиями концепции, согласно которой пресные подземные воды разгружаются преимущественно в гидрографическую сеть. Следовательно, естественные ресурсы верхнего яруса подземных вод, находящегося в сфере дренирования речных систем и называемого зоной интенсивного водообмена, оцениваются путем определения подземного питания рек.

При применении рассматриваемого метода водоносные горизонты, участвующие в подземном питании реки, подразделяются на гидравлически с ней связанные и не связанные (рисунок). Гидравлически связанные горизонты непосредственно соприкасаются с речными водами, причем последние определяют гидравлический напор на контактной поверхности. Предполагается, что в таком случае в восходящей стадии половодья или паводка разгрузка подземных вод либо сильно сокращается, либо даже замещается обратным стоком речных вод в берега. С учетом разнофазности поверхностного и подземного стоков на гидрографе проводят разделяющую их линию.

Водоносные горизонты, которые гидравлически не связаны с рекой, разгружаются в поверхностные водотоки только через родники, поэтому сток их можно непосредственно измерить.



Описанный метод все же не дает четких критериев для выделения на гидрографе подземной составляющей из общего речного стока. Так, например, не ясно, при каких условиях сток из гидравлически связанных с рекой водоносных горизонтов во время половодья только уменьшается и когда он совсем прекращается. Поэтому далеко не всегда удастся произвести расчленение гидрографа с достаточной убедительностью.



Составляющие подземного питания реки в принятых для расчета системах координат. 1 — водоносный горизонт, гидравлически не связанный с рекой, со свободной поверхностью; 2 — то же с напорной поверхностью; 3 — водоносный горизонт, гидравлически связанный с рекой, со свободной поверхностью; 4 — то же с напорной поверхностью; 5 — родники; 6 — относительно водоупорные породы; 7, 8 — соответственно напорная и свободная поверхности подземных вод; 9 — тектоническая трещина.

Из сказанного следует, что в настоящее время отсутствует экономичный и в то же время достаточно точный метод определения естественных ресурсов подземных вод. Нам представляется весьма перспективной оценка естественных ресурсов зоны интенсивного водообмена через подземное питание рек, но для выражения его динамики необходимо разработать достаточно универсальные расчетные зависимости.

### Вывод расчетных формул

В общем случае в подземном питании реки участвуют водоносные горизонты, гидравлически связанные и не связанные с ней, обладающие как напорной, так и свободной поверхностями (см. рисунок). Положим, что при этом распределение гидравлического напора вдоль направляющихся к реке фильтрационных потоков можно описать в первом приближении одномерными зависимостями.

Как известно, нестационарное одномерное распределение гидравлического напора в потоке подземных вод с напорной поверхностью, который вмещается в изотропном по проницаемости пласте, выражается дифференциальным уравнением

$$a^2 \frac{\partial^2 H(x, t)}{\partial x^2} + P(x, t) = \frac{\partial H(x, t)}{\partial t}, \quad (1)$$

где  $H(x, t)$  — гидравлический напор,  $a^2$  — коэффициент пьезопроводности и  $P(x, t)$  — функция питания водовмещающего пласта, описывающая перетекание воды через отдельные слои и т. п.

Рассмотрим ограниченный фильтрационный поток в интервале  $0 \leq x \leq L$ . Примем, что он в своем сечении  $x=L$  соприкасается с поверхностным водоемом. Изменения напора, соответствующие колебаниям уровня водоема, описываются заданной функцией времени  $H_L(t)$ . Вызванные переменными условиями питания потока  $P(x, t)$  и колебаниями уровня поверхностных вод  $H_L(t)$  изменения напора в некотором сечении пласта, удаленном от водоема на расстояние  $L$  и обозна-



ченном  $x=0$ , задаются функцией  $H_0(t)$ . Распределение напора между сечениями потока  $x=0$  и  $x=L$  в начальный момент времени  $t=0$  представляет собой некоторую, заданную от  $x$  функцию  $H(x)$ .

Таким образом, граничные условия потока имеют вид

$$H(0, t) = H_0(t), \quad H(L, t) = H_L(t), \quad (2)$$

а начальное условие

$$H(x, 0) = H(x). \quad (3)$$

Решение уравнения (1) при условиях (2) и (3), полученное нами методами гармонического анализа (Валлер, 1967а, 1968а), выражает собой нестационарное распределение гидравлического напора вдоль потока подземных вод

$$H(x, t) = H_0(t) + [H_L(t) - H_0(t)] \frac{x}{L} + \sum_{i=1}^{\infty} \left[ \frac{2}{L} \sin \frac{i\pi x}{L} \right] H_i(t), \quad (4)$$

причем \*

$$\begin{aligned} H_i(t) = & \int_0^t \exp \left[ \left( \frac{ai\pi}{L} \right)^2 (\bar{t} - t) \right] \int_0^L P(x, \bar{t}) \sin \frac{i\pi x}{L} dx d\bar{t} + \\ & + \exp \left[ - \left( \frac{ai\pi}{L} \right)^2 t \right] \int_0^L \left\{ H(x) - H_0(0) - [H_L(0) - H_0(0)] \frac{x}{L} \right\} \sin \frac{i\pi x}{L} dx + \\ & + \frac{L^3}{a^2 i^3 \pi^3} \left\{ \frac{\partial}{\partial t} [(-1)^i H_L(t) - H_0(t)] - \right. \\ & - \frac{\partial}{\partial t} [(-1)^i H_L(0) - H_0(0)] \exp \left[ - \left( \frac{ai\pi}{L} \right)^2 t \right] - \\ & \left. - \int_0^t \frac{\partial^2}{\partial \bar{t}^2} [(-1)^i H_L(\bar{t}) - H_0(\bar{t})] \exp \left[ \left( \frac{ai\pi}{L} \right)^2 (\bar{t} - t) \right] d\bar{t} \right\}. \end{aligned} \quad (5)$$

Здесь  $i = 1, 2, \dots$

Тогда расход потока подземных вод с напорной поверхностью в его сечении  $x = L$  в момент времени  $t$  определяется формулой

$$q^H(L, t) = -Fk \frac{\partial H(L, t)}{\partial x} = -Fk \left\{ \frac{H_L(t) - H_0(t)}{L} + \sum_{i=1}^{\infty} (-1)^i \frac{2i\pi}{L^2} H_i(t) \right\}, \quad (6)$$

где  $F$  — площадь поперечного сечения потока, а  $k$  — коэффициент фильтрации водовмещающего пласта. Знак минус поставлен перед правой стороной выражения (6) для того, чтобы в принятой системе координат положительные значения  $q^H(L, t)$  означали разгрузку подземных вод в реку. Отрицательные значения  $q^H(L, t)$ , наоборот, свидетельствуют

\* Для простоты обозначим  $H(0, 0) = H_0(0)$ ,  $H(L, 0) = H_L(0)$ .

тогда о проникновении речных вод в пласт, причем реальное содержание имеют лишь абсолютные величины  $q^H(L, t)$ , т. е.  $|q^H(L, t)|$ .

Одномерное распределение мощности потока подземных вод со свободной поверхностью описывается дифференциальным уравнением Буссинеска, линеаризованным по методу Багрова—Веригина:

$$\bar{a}^2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + W(x, t) = \frac{\partial u}{\partial t}. \quad (7)$$

Здесь  $u = h^2(x, t)/2$ , причем  $h(x, t)$  — мощность потока и  $\bar{a}^2$  — коэффициент уронепроводности водоносного горизонта. Функцией  $W(x, t)$  описывается приращение или убывание напора вдоль потока вследствие инфильтрации, испарения и других факторов.

При аналогичных (2), (3) граничных и начальном условиях

$$h(0, t) = h_0(t), \quad h(L, t) = h_L(t), \quad (8)$$

$$h(x, 0) = h(x), \quad (9)$$

решение уравнения (7) имеет вид (Вэллнер, 1967б, 1968а)

$$h(x, t) = \left\{ h_0^2(t) + [h_L^2(t) - h_0^2(t)] \frac{x}{L} + \sum_{i=1}^{\infty} \left[ \frac{2}{L} \sin \frac{i\pi x}{L} \right] h_i(t) \right\}^{1/2}, \quad (10)$$

где \*\*

$$\begin{aligned} h_i(t) = & 2 \int_0^t \exp \left[ \left( \frac{\bar{a}i\pi}{L} \right)^2 (\bar{t}-t) \right] \int_0^L W(x, t) \sin \frac{i\pi x}{L} dx d\bar{t} + \\ & + \exp \left[ - \left( \frac{\bar{a}i\pi}{L} \right)^2 t \right] \int_0^L \left\{ h^2(x) - h_0^2(0) - [h_L^2(0) - h_0^2(0)] \frac{x}{L} \right\} \sin \frac{i\pi x}{L} dx + \\ & + \frac{L^3}{\bar{a}^2 i^3 \pi^3} \left\{ \frac{\partial}{\partial t} [(-1)^i h_L^2(t) - h_0^2(t)] - \right. \\ & - \frac{\partial}{\partial t} [(-1)^i h_L^2(0) - h_0^2(0)] \exp \left[ - \left( \frac{\bar{a}i\pi}{L} \right)^2 t \right] - \\ & \left. - \int_0^t \frac{\partial^2}{\partial \bar{t}^2} [(-1)^i h_L^2(\bar{t}) - h_0^2(\bar{t})] \exp \left[ \left( \frac{\bar{a}i\pi}{L} \right)^2 (\bar{t}-t) \right] d\bar{t} \right\}. \end{aligned} \quad (11)$$

Расход подземного потока со свободной поверхностью в его сечении  $x=L$  выразится в таком случае формулой

$$\begin{aligned} q^h(L, t) = & -Bk h(L, t) \frac{\partial h(L, t)}{\partial x} = \\ = & -Bk \left\{ \frac{h_L^2(t) - h_0^2(t)}{2L} + \sum_{i=1}^{\infty} (-1)^i \frac{i\pi}{L^2} h_i(t) \right\}, \end{aligned} \quad (12)$$

\*\* Обозначим  $h(0, 0) = h_0(0)$ ,  $h(L, 0) = h_L(0)$ .



где  $B$  — ширина потока. При этом положительные значения  $q^h(L, t)$  обозначают разгрузку подземных вод в реку, а отрицательные — сток в обратном направлении.

Распределение мощности водоносного горизонта со свободной поверхностью, имеющего параллельно-слоистое строение и залегающего на наклонном водоупорном основании, а также его расход могут быть определены и по формулам (4), (6), если в них  $H$  заменить функцией  $\Phi_i$ , выведенной В. А. Ионатом (1962). Формулы (4), (6) подходят и для случаев, когда одномерное уравнение Буссинеска линейризуется по методу, рекомендованному В. М. Шестаковым (1965).

Итак, имея формулы (6) и (12), можно выразить подземное питание реки в виде суммы его отдельных составляющих

$$q_s(t) = q^r(t) + [q_1^H(L_1, t) + q_2^H(L_2, t) + \dots + q_n^H(L_n, t)] + \\ + [q_1^h(L_1, t) + q_2^h(L_2, t) + \dots + q_n^h(L_n, t)]. \quad (13)$$

Здесь  $q_s(t)$  — подземное питание реки выше некоторого ее створа  $s$  в момент  $t$ ;  $1, 2, \dots, n$  — индексы фильтрационных потоков.

Символом  $q^r(t)$  обозначен суммарный сток из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой и разгружающихся через родники. Дебит родников может быть непосредственно замерен или оценен с помощью так наз. коэффициентов динамичности, установленных на основе наблюдений над режимом опорных родников (Макаренко, 1947). Кроме того, имеется возможность рассчитать дебит родников некоторого типа по соответствующим формулам (Справочное руководство гидрогеолога, 1967; Валлнер, 1968б и др.).

Для определения входящих в формулу (13) коэффициентов  $F_1k_1, F_2k_2, \dots, F_nk_n$  и  $B_1k_1, B_2k_2, \dots, B_nk_n$  требуется проведение дорогостоящих буровых работ и опытных откачек. Однако, поскольку в общем  $Fk = q^H(L, t) / [\partial H(L, t) / \partial x]$  и  $Bk = q^h(L, t) / [h(L, t) \partial h(L, t) / \partial x]$ , а доли основных составляющих подземного питания реки в общем ее стоке  $q_1^H(L_1, t_m), q_2^H(L_2, t_m), \dots, q_n^H(L_n, t_m)$  и  $q_1^h(L_1, t_m), q_2^h(L_2, t_m), \dots, q_n^h(L_n, t_m)$  для некоторого момента  $t_m$  ее межени сравнительно легко устанавливаемы, то

$$q_s(t) = q^r(t) + \left[ q_1^H(L_1, t_m) \frac{\partial H_1(L_1, t) / \partial x}{\partial H_1(L_1, t_m) / \partial x} + q_2^H(L_2, t_m) \frac{\partial H_2(L_2, t) / \partial x}{\partial H_2(L_2, t_m) / \partial x} + \dots \right. \\ \left. + q_n^H(L_n, t_m) \frac{\partial H_n(L_n, t) / \partial x}{\partial H_n(L_n, t_m) / \partial x} \right] + \left[ q_1^h(L_1, t_m) \frac{h_1(L_1, t) \partial h_1(L_1, t) / \partial x}{h_1(L_1, t_m) \partial h_1(L_1, t_m) / \partial x} + \right. \\ \left. + q_2^h(L_2, t_m) \frac{h_2(L_2, t) \partial h_2(L_2, t) / \partial x}{h_2(L_2, t_m) \partial h_2(L_2, t_m) / \partial x} + \dots \right. \\ \left. + q_n^h(L_n, t_m) \frac{h_n(L_n, t) \partial h_n(L_n, t) / \partial x}{h_n(L_n, t_m) \partial h_n(L_n, t_m) / \partial x} \right]. \quad (14)$$



Суммарное подземное питание реки  $Q$  в промежутке времени от  $t_1$  до  $t_2$  может быть тогда определено интегрированием формулы (14) по  $t$

$$Q = \int_{t_1}^{t_2} q_s(t) dt. \quad (15)$$

Положительные значения  $Q$  свидетельствуют о преобладании разгрузки подземных вод в реку над проникновением речных вод в берега за рассматриваемый промежуток времени. При отрицательных величинах  $Q$  превалирует обратный сток, что возможно, если интервал времени от  $t_1$  до  $t_2$  достаточно мал и охватывает преимущественно восходящую стадию половодья или паводка.

Таким образом, подземное питание реки в целом выражено в аналитической форме как нестационарный процесс, зависящий от характера изменения напора в области питания и разгрузки подземных вод. Тем самым определяются и естественные ресурсы подземных вод зоны интенсивного водообмена.

### Подбор исходных данных и методы вычислений

Для расчета естественных ресурсов подземных вод по приведенным выше формулам необходимо прежде всего выделить на изучаемой территории водоносные горизонты со свободной и напорной поверхностями как гидравлически связанные, так и не связанные с речной сетью. Их следует, в свою очередь, подразделить по типу граничных условий, характеру питания и фильтрационным свойствам.

Доли выделенных таким образом составляющих подземного стока  $q^H(L_1, t_m)$ ,  $q^H(L_2, t_m)$ , ...,  $q^n(L_n, t_m)$  и  $q^h(L_1, t_m)$ ,  $q^h(L_2, t_m)$ , ...,  $q^h(L_n, t_m)$  определяются путем гидрометрической съемки (Валлер, 1966). С этой целью во время летней межени, когда реки перешли на подземное питание, измеряются расходы воды в последовательном ряду створов гидрографической сети. Разность между расходами смежных створов выражает приращение подземного питания на рассматриваемом участке реки.

Можно предположить, что на участках рек, где отсутствуют признаки разгрузки подземных вод с напорной поверхностью (восходящие родники, самоизлив воды из колодцев, полины зимой и т. п.), а также гидрогеологические предпосылки этой разгрузки, меженное подземное питание гидрографической сети осуществляется в основном за счет подземных вод со свободной поверхностью. Осредненную величину модуля стока таких водосборов  $M$  можно рассматривать как фоновую интенсивность разгрузки подземных вод со свободной поверхностью для всей изучаемой территории. Если же значение  $M$  помножить на площадь  $S^H$  водосборов, имеющих предпосылки и признаки разгрузки подземных вод с напорной поверхностью, то получим  $q^H(L, t_m) = q^i(t_m) - q^h(t_m) - q^r(t_m)$ , причем  $q^h(t_m) = MS^H$ ;  $q^i(t_m)$  — общее приращение меженного расхода реки на площади  $S^H$  и  $q^r(t_m)$  — соответствующий родниковый сток.

Колебание напора в области разгрузки подземных вод целесообразно задавать исходя из данных наблюдений на речных гидрологических постах. Изменение напора в области питания подземных вод задается на



основе имеющихся сведений об их пьезометрическом режиме, откорректированных согласно общегидрогеологическим соображениям.

Под параметрами  $L_1, L_2, \dots, L_n$  подразумевается расстояние от точки, для которой задается изменение напора  $H_0(t)$  или  $h_0(t)$ , до места разгрузки подземного потока в направлении его движения. Они могут быть определены по топографической карте. Чтобы уменьшить погрешность, вызванную аппроксимацией пространственного распределения гидравлического напора одномерным, можно ввести в одномерное решение уравнения Буссинеска определенную поправку на длину потока  $L + \Delta L$  (Шестаков, 1965).

Значение коэффициента пьезопроводности  $a^2$  водоносных горизонтов с напорной поверхностью колеблется в преобладающем большинстве случаев в пределах от  $10^5$  до  $10^7$  м<sup>2</sup>/сут (Боचेвер, 1968). Коэффициенты уровнепроводности  $\bar{a}^2$  водоносных горизонтов со свободной поверхностью характеризуются обычно величинами порядка  $10^3$  и  $10^4$  м<sup>2</sup>/сут. Если их экспериментальные значения для изучаемой территории отсутствуют, то они могут быть оценены и по литературным данным на основе гидрогеологической аналогии между водовмещающими пластами.

Определение начальных условий  $H_1(x), H_2(x), \dots, H_n(x)$  и  $h_1(x), h_2(x), \dots, h_n(x)$  обычно не представляет собой особых затруднений. Необходимые для этого данные могут быть получены замерениями уровня воды в колодцах. При этом надо иметь в виду, что в естественных условиях распределение гидравлического напора вдоль потока подземных вод, даже при относительно установившемся режиме фильтрации, часто заметно отличается от описываемого формулами Дарси или Дюпюи. Это может быть обусловлено неоднородной проницаемостью водовмещающего пласта, а также испарением, перетеканием и другими процессами. Как уже было сказано, влияние упомянутых факторов выражается функциями  $P(x, t)$  и  $W(x, t)$ . Отсюда вытекает, что последние могут быть в первом приближении установлены с помощью подбора. Для этого следует выполнить ряд расчетов по формулам (4) или (10), описывающим распределение гидравлического напора, с варьированием значений  $P(x, t)$  и  $W(x, t)$ . Из разных вариантов необходимо выбрать такие, которые обеспечивают достоверное изменение функций  $H(x, t)$  или  $h(x, t)$  в некоторых контрольных сечениях потока в интервале  $0 < x < L$ .

Для изучения закономерностей разгрузки подземных вод в реку нами был произведен анализ формул (6) и (12), а также выполнена серия расчетов, при которых варьировались значения входящих в эти формулы параметров и функций. В итоге можно сделать вывод, что обратная фильтрация речных вод в берега во время восходящей стадии половодья или паводка является частным случаем подземного стока. Она наблюдается при относительно низкой пьезо- или уровнепроводности водоносных горизонтов и при сравнительно большой скорости подъема уровня воды в реке. Решающая роль при этом, однако, принадлежит общему пьезометрическому уклону направляющегося к реке подземного потока. Если упомянутый уклон достаточно велик, то и относительно быстрый подъем уровня воды в реке не вызывает обратной фазы подземного стока. Зато при сравнительно малых пьезометрических уклонах даже незначительный подъем уровня речных вод может обусловить их обратную фильтрацию в берега.

Отсюда вытекает, что при подборе исходных данных для расчетов по формулам (6) или (12) особое внимание следует уделять достоверности определения экстремальных значений колебания гидравлических напоров в граничных сечениях фильтрационного потока.



При прочих равных условиях интенсивность разгрузки подземных вод со свободной поверхностью подвергается, в общем, относительно большим сезонным изменениям, нежели разгрузка из водоносных горизонтов с напорной поверхностью. Нестационарный и соответствующий ему по граничным условиям стационарный поток различаются по своим величинам тем более, чем быстрее изменяется гидравлический напор в граничных сечениях водовмещающего пласта и чем меньше его пьезо- или уровеньпроводность.

В представленные выше формулы входят функциональные ряды и эмпирические функции  $H_0(t)$ ,  $H_L(t)$ ,  $h_0(t)$  и  $h_L(t)$  со своими первыми и вторыми производными, частично под знаком интеграла. Поскольку их вычисление с достаточной точностью практически возможно лишь с помощью электронно-вычислительной машины, то нами составлены соответствующие программы для ЭВМ «Минск-22». По этим программам табулированные эмпирические функции при расчетах предварительно аппроксимируются тригонометрической суммой по методу наименьших квадратов.

Расчеты подземного питания реки целесообразно производить несколькими вариантами — в пределах достоверного изменения значений входящих в формулы функций и параметров. Таким образом выявляются факторы, которые в конкретных гидрогеологических и гидрологических условиях имеют решающее влияние на режим подземного стока. Сопоставлением разных вариантов можно оценить также влияние погрешности определения исходных данных на результаты расчетов.

Величина естественных ресурсов подземных вод имеет наибольшую научную и практическую ценность тогда, когда она устанавливается на основе многолетних наблюдений. Однако лишь в редких случаях имеется непрерывный ряд данных о положении уровня подземных вод за достаточно длительный промежуток времени. Поэтому динамику подземного питания реки по формуле (14) целесообразно определять для некоторого характерного маловодного, среднего и многоводного года. Тогда по аналогии можно выделить подземную составляющую и на других гидрографах, соответствующих по водности годов. Искомая средняя за много лет величина естественных ресурсов подземных вод определяется в таком случае планиметрированием гидрографов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бочеввер Ф. М. 1968. Теория и практические методы гидрогеологических расчетов эксплуатационных запасов подземных вод. М.
- Бочеввер М. Ф., Гармонов И. В., Лебедев А. В., Шестаков В. М. 1965. Основы гидрогеологических расчетов. М.
- Валлер Л. К. 1966. О применении гидрометрической съемки для уточнения результатов оценки естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена. В сб.: Материалы межведомственного семинара по методике гидрометрической оценки подземного стока в реки. Валдай.
- Валлер Л. 1967а. Применение гармонического анализа для изучения динамики напора и стока одномерного потока подземных вод с напорной поверхностью. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 16, № 2.
- Валлер Л. 1967б. Применение гармонического анализа для изучения нестационарного режима фильтрации одномерного потока подземных вод со свободной поверхностью. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 16, № 3.
- Валлер Л. 1968а. Нестационарный режим фильтрации одномерного потока подземных вод. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 17, № 1.
- Валлер Л. 1968б. О разгрузке водоносного горизонта с напорной поверхностью через восходящий родник. Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 17, № 1.
- Ионат В. А. 1962. Расчет горизонтального дренажа в неоднородных грунтах. Таллин.
- Каменский Г. Н. 1943. Основы динамики подземных вод. М.



- Киселев П. А. 1967. Гидродинамические принципы количественной оценки питания подземных вод на основе анализа их режима на территории Белоруссии. В кн.: Режим и баланс подземных вод, вып. 2. Минск.
- Куделин Б. И. 1960. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М.
- Макаренко Ф. А. 1947. О закономерностях подземного питания рек. Докл. АН СССР, 57, № 5.
- Подземный сток на территории СССР, 1966. Ред. Б. И. Куделин. М.
- Попов О. В. 1968. Подземное питание рек. Л.
- Справочное руководство гидрогеолога, 1967. Ред. В. М. Максимов. Л.
- Шестаков В. М. 1965. Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. М.

Институт геологии  
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию  
4/IV 1973

L. VALLNER

### INTENSIIVSE VEEVAHETUSE VÖÖNDI PÕHJAVETE LOODUSLIKE VARUDE ARVUTAMINE

Esitatakse põhjavete looduslike varude arvutamise uus meetod, mis nõuab suhteliselt väikesi kulutusi, kuid annab küllalt täpsed tulemused.

L. VALLNER

### COMPUTATION OF THE NATURAL RESOURCES OF THE GROUND WATER OF THE INTENSIVE FLOW ZONE

The amount of the guaranteed natural recharge of ground water is called its natural resources (Куделин, 1960). The safe yield of a ground water basin can be checked by its natural resources.

The upper part of the earth's crust containing ground water subordinated to the drainage effect of stream channels is called the zone of intensive flow. The natural resources of the ground water of this zone are equivalent to the discharge of the ground water flow into streams.

The rate of the discharge of confined ground water into a stream at the time moment  $t$  can be estimated by formula (6); for unconfined aquifer, the formula (12) can be used. In formula (6) the fluctuation of the water stage in the stream is given by the empiric function  $H_L(t)$ ;  $H_0(t)$  is the change in hydraulic pressure in a section of the ground water flow situated at the distance  $L$  from the stream channel.  $H(x)$  is the initial piezometric head at the moment  $t=0$ ;  $P(x, t)$  is a function describing the given changes in hydraulic pressure along the flow;  $a^2=T/S$ , where  $T$  is the coefficient of transmissivity, and  $S$  is the coefficient of the storage of aquifer. In formula (12) the functions  $h_L(t)$ ,  $h_0(t)$ ,  $h(x)$ ,  $W(x, t)$  and constants  $L$  and  $\bar{a}^2$  are analogical.

The rate of discharge of all ground water flows indexed 1, 2, ...,  $n$  within the boundaries of a stream-flow basin can be computed by formula (13) or (14). In formula (14) the constants  $q_1^H(L, t_m)$ ,  $q_2^H(L, t_m)$ , ...,  $q_n^H(L, t_m)$  and  $q_1^h(L, t_m)$ ,  $q_2^h(L, t_m)$ , ...,  $q_n^h(L, t_m)$  express the amount of discharge of ground water into stream channels at the moment  $t_m$ . They can be estimated by measurements of the stream flow in dry periods, when the stream channels contain the base flow, only.

The summary amount of discharge of ground water into stream channels and at that also its natural resources can be obtained by formula (15).