

O OKREŚLENIU PARAMETRÓW HYDROGEOLOGICZNYCH ZŁOŻA WODY PODZIEMNEJ W WARUNKACH NIE USTALONEGO PRZEPLYWU

Za pośrednictwem niniejszego artykułu pragnę zapoznać hydrogeologów, którzy opracowują wyniki polowych badań przepuszczalności skał i ich zasobności, z metodami stosowanymi powszechnie przez Wydział Hydrogeologii Służby Geologicznej USA (U.S. Geological Survey, Ground Water Branch) i wykładanymi na tamtejszych uczelniach. Jakkolwiek opisy tych metod zostały opublikowane w wydawnictwach specjalnych, a ostatnio zostały nawet wprowadzone do amerykańskiej literatury podręcznikowej, są one u nas raczej mało znane.

Materiały źródłowe wykorzystane w niniejszym artykule uzyskałem dzięki uprzejmości p. Ph. E. La Moreaux, szefa Wydziału Hydrogeologii U.S.G.S. w Waszyngtonie. Szereg dodatkowych informacji i przykładów udostępnił mi p. V.C. Fishel, kierownik placówki U.S.G.S. w Lawrence, Kansas, z którym miałem możliwość współpracować w czasie pobytu w USA w 1960 r.

Metoda Theis-Jacoba stosowana przez hydrogeologów amerykańskich pozwala scharakteryzować zarówno zdolność przewodzenia wody przez warstwę wodonośną, jak i zasobność tej ostatniej na podstawie pomiarów wykonanych w trakcie pompowania w warunkach nie ustalonego ruchu wody. Stosowana natomiast u nas metoda Dupuit-Thiema (3, 9) umożliwia jedynie określenie współczynnika filtracji i to tylko w warunkach ustalonego przepływu.

Ścisłej mówiąc wspomniana poprzednio metoda odnosi się do szczególnego przypadku ruchu ustalonego, mianowicie takiego, kiedy ilość pobieranej wody jest stała, natomiast współrzędne powierzchni depresyjnej są funkcją czasu. Jest to zresztą przypadek spotykany najczęściej w praktyce.

Dodatkową zaletą metody jest fakt, że kłopotliwe, długotrwałe i stwarzające okazję do pomyłek czynności obliczeniowe sprowadzone są do minimum dzięki zastosowaniu metod tabelarycznych i graficznych a nawet specjalnych suwaków do wyliczania wartości z wzorów. Ujemne strony metody i ograniczenia zakresu jej stosowalności podane zostaną w rozdziale „Zastosowania praktyczne”.

Trzeba zaznaczyć, że opisana poniżej metoda nie jest jedyna, gdyż w 1950 r. N.K. Girinski (4) podał wzory na obliczenie współczynnika filtracji, uwzględniające dane z pomiarów wykonanych w trakcie próbnego pompowania przed ustaleniem się warunków przepływu. Wzory te są jednak dość skomplikowane.

PODSTAWY TEORETYCZNE

W 1898 r. C.S. Slichter (11) niezależnie od innych zwrócił uwagę na to, że zagadnienie ustalonej filtracji wody może być pod względem matematycznym traktowane analogicznie jak ruch ciepła czy prądu elektrycznego, mianowicie w drodze rozwiązania równania różniczkowego Laplace'a. Później stwierdzono, że analogia ta odnosi się również do ruchu nie ustalonego w przypadku cieczy ściśliwych filtrujących zarówno przez ośrodek sztywny, jak i sprężysty. O.E.Meinzer (8), rozpatrując oddziaływanie samoczynnych otworów artezyjskich na terenie basenu Dakota położonego między Górami Skalistymi a doliną Missouri, wysunął hipotezę, że samowypływ odbywa się nie tyle kosztem zasilania na bardzo wąskich wschodniach piaskowców wzdłuż wschodnich podnóży wspomnianego pasma górskiego, lecz głównie na poczet ściśliwosci wody, a zwłaszcza samej skały wodonośnej. Utrzymywał on, że: „Wszystkie poziomy artezyjskie są zapewne w mniejszym lub większym stopniu sprężyste, jakkolwiek różnią się znacznie co do stopnia i względnego znaczenia tej własności. Ogólnie biorąc, ściśliwość i sprężystość odgrywa największą rolę w warstwach naporowych odznaczających się niską przepuszczalnością, słabym zasilaniem i znacznym ciśnieniem“ (str. 289).

Metoda C.V. Theisa (15) opiera się na dwu założeniach analogii filtracji z ruchem ciepła, którego teoria została opracowana przez Fouriera, oraz sprężystości ośrodka i cieczy filtrującej. C.V. Theis przyjął za punkt wyjścia następujący model termiczny: nie ograniczona płaszczyzna o początkowej temperaturze równej zero stopni zasilana jest stałym liniowym źródłem ciepła leżącym w osi pionowej, styka się ono zatem z płaszczyzną poziomą w początku układu współrzędnych. Temu modelowi termicznemu odpowiada model hydrauliczny, składający się z nieograniczonej sprężystej warstwy wodonośnej, do której dostarcza się lub pobiera wodę w stałej ilości przy pomocy pionowego ujęcia.

C.S. Carslaw (1) podał równanie, które pozwala dla powyższego modelu termicznego określić zmianę temperatury w dowolnym punkcie i dowolnym czasie pod wpływem jednorazowej porcji ciepła dostarczonej lub pobranej przez źródło, a mianowicie:

$$v = \frac{Q}{4\pi k \cdot t} \cdot e^{-\frac{(x^2 + y^2)}{4 \cdot k \cdot t}} \quad [1]$$

W równaniu tym oznaczają:

- v — zmiana temperatury w dowolnym punkcie o współrzędnych x, y ; odpowiada jej w modelu hydraulicznym depresja s ,
- Q — natężenie źródła ciepła, czyli ilość ciepła dostarczonego lub pobranego przez źródło w danym momencie podzielona przez ciepło właściwe; odpowiada mu wydatek pompowania podzielony przez współczynnik odsączalności warstwy wodonośnej o swobodnym zwierciadle lub współczynnik zasobności sprężystej warstwy naporowej,
- k — współczynnik przewodności cieplnej Kelvina równy współczynnikowi przewodnictwa cieplnego podzielonemu przez ciepło właściwe; odpowiada mu współczynnik przewodnictwa warstwy wodonośnej (iloczyn współczynnika filtracji i miąższości warstwy wodonośnej) podzielony przez współczynnik odsączalności lub współczynnik zasobności poziomu naporowego,
- t — czas liczony od momentu zakłócenia równowagi cieplnej; odpowiada mu czas liczony od momentu pobrania porcji wody,
- x, y — współrzędne dowolnego punktu na rozpatrywanej płaszczyźnie,
- e — zasada logarytmu naturalnego.

Efekt stałego źródła ciepła na podstawie równania [1] z inicjatywy Theisa (15) podał C.I. Lubin. Założył on, że efekt ten jest sumą efektów następujących po sobie porcji ciepła, a zatem jest całką równania [1]. Przyjmując $Q = f(t') dt'$ oraz

$$f(t') = \lambda = \text{constans, stosując podstawienie: } u = \frac{x^2 + y^2}{4 \cdot k \cdot (t-t')} \quad [2]$$

wstawiając granice i całkując doszedł on do równania:

$$v = \frac{\lambda}{4 \pi k} \int_0^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \quad [2]$$

W równaniu tym, po jego prawej stronie występuje całka wykładnicza niewłaściwa, dla uproszczenia oznaczona przez $W(u)$. Całki tej nie da się rozwiązać wprost jak całki funkcji elementarnej. Jej rozwiązanie jest podane w postaci szeregu nieskończonego:

$$W(u) = Ei(-u) = -0,577216 - \ln u + \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n+1} \frac{u^n}{n! \cdot n} \quad [3]$$

Pierwszy człon powyższego szeregu jest tzw. Fouriera. War-

tość szeregu została obliczona i opublikowana (13, 14, 16). Przykładowo, dla zorientowania czytelnika co do wielkości podaje się, że dla $u = 15$, $W(u) = 0,1919 \cdot 10^{-7}$, zaś dla $u = 10^{-15}$, $W(u) = 33,9619$.

Jeżeli w równaniu [2] parametry modelu termicznego zastąpi się parametrami modelu hydraulicznego i przejdzie na współrzędne biegunowe, otrzymuje się równanie określające związki między przepuszczalnością, odległością od otworu pompowego, depresją i czasem, a mianowicie

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_{r^2 S}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \quad [4]$$

Równanie (4) można prościej zapisać w postaci:

$$s = \left[\frac{Q}{4\pi T} \right] \cdot W(u) \quad [5]$$

gdzie: $u = \frac{r^2 S}{4Tt}$ [6]

W równaniach tych oznaczają:

- s — depresja w dowolnym punkcie w otoczeniu otworu pompowego pobierającego wodę w ilości stałej,
- Q — wydatek pompowania,
- T — współczynnik przewodnictwa wodnego warstwy wodonośnej (patrz niżej),
- r — odległość punktu obserwacyjnego (otworu) od otworu pompowego,
- S — współczynnik zasobności sprężystego poziomu artezyjskiego, albo współczynnik odsączalności poziomu o swobodnym zwierciadle, wielkość nie mianowana,
- t — czas liczony od momentu podjęcia pompowania.

Równania [4], [5] i [6] są poprawne pod względem wymiarowym i można w nich stosować w sposób konkretny dowolny system jednostek

Równanie (4) zostało w 1940 r. wyprowadzone przez C.E. Jacoba (5) wyłącznie na podstawie założeń hydromechaniki racjonalnej, bez uciekania się do analogii z ruchem ciepła. Należy nadmienić, że równanie Dupuit dla warunków artezyjskich jest tylko szczególnym przypadkiem równania ruchu nie ustalonego. Jak to wykazano w pracy L.K. Wenzela i V.C. Fishela (16), dla bardzo długiego czasu pompowania wartość równania (4) zdąży do wartości określonej równaniem Dupuit.

W równaniach (4–6) występują dwie wielkości: T i S , wymagające bliższego wyjaśnienia. Obie wprowadził Theis (15). Pierwsza z nich jest modyfikacją stałej w równaniu Darcy'ego, czyli „współczynnika filtracji k_f ” według terminologii używanej u nas lub „coefficient of permeability P ” według terminologii amerykańskiej*. W ujęciu Theisa T oznacza wydatek strumienia wody podziemnej o spadku równym jedności, jednostkowej szerokości, wysokości równej miąższości warstwy wodonośnej, w jednostce czasu. Wyrażając inaczej, T jest iloczynem współczynnika filtracji i miąższości warstwy

wodonośnej. Z definicji wynika, że wymiarem T jest $\left[\frac{L^2}{T} \right]$

Współczynnik S został zdefiniowany jako objętość wody, która zostaje wydzielona albo pochłonięta przez pionowy wycinek warstwy wodonośnej o powierzchni podstawy równej jedności przy zmianie ciśnienia, której składowa normalna do tej powierzchni jest równa jedności.

Z definicji wynika, że S jest wielkością bezwymiarową. Współczynnik S wymaga odmiennej interpretacji fizycznej dla warunków artezyjskich a innej dla warunków swobodnego zwierciadła. U podstawy tego pojęcia leży założenie sprężystości warstwy wodonośnej i wody, o którym wspomniano już poprzednio. Dla jego łatwiejszego przyswojenia wyobraźmy sobie prostopadłościan wycięty w warstwie artezyjskiej, którego podstawą jest kwadrat o boku równym jedności,

* W przeciwieństwie do Z. Dobrzańskiego (3), za R. Krajewskim (7) odróżniam współczynnik filtracji, którego wymiarem jest $\frac{L}{T}$ od współczynnika przepuszczalności, którego wymiarem jest $[L^2]$. Występujących w niniejszym artykule terminów „współczynnik przewodnictwa wodnego warstwy wodonośnej” (ang. coefficient of transmissibility) na oznaczenie T oraz „współczynnik zasobności warstwy wodonośnej” (ang. coefficient of storage) na oznaczenie S , użyłem jedynie na potrzeby artykułu nie utrzymując, że są to terminy najodpowiedniejsze. Skądinąd jednak uważam, że sprawa używanego u nas słownictwa z zakresu hydrogeologii dojrzała do wyczerpującej dyskusji w celu jego ujednoczenia.

a wysokość równa miąższości warstwy wodonośnej. Jeżeli obniżymy ciśnienie mierzone wysokością słupa wody o jednostkę, wówczas z warstwy wodonośnej wydzieli się pewna ilość wody. Ilość ta podzielona przez iloczyn powierzchni przekroju prostopadłościanu i zmiany ciśnienia jest miarą S . Jakkolwiek trudno jest określić ściśle granice, to jednak na podstawie wielu próbnych pompowań stwierdzono, że S mieści się w granicach $1 \cdot 10^{-4}$ do $1 \cdot 10^{-5}$.

Na poparcie tezy o sprężystości ośrodka przytaczają badacze amerykańscy takie zjawiska, jak: reakcja warstwy artezyjskiej na pompowanie niżej lub wyżej leżącej warstwy wodonośnej, reakcja na obciążenie i odciążenie, reakcja na zmiany ciśnienia atmosferycznego, reakcja na przyplwy morskie i ziemskie itp. Argumenty te omówił W. Olendski (6).

Według C.E. Jacoba (5) zachodzi relacja:

$$S = \rho \cdot g \cdot \Theta \cdot m \left(\beta + \frac{\alpha}{\Theta} \right) \quad [7]$$

gdzie: ρ — gęstość wody dla pewnej przyjętej temperatury,
 g — przyspieszenie ziemskie,
 m — miąższość warstwy wodonośnej,
 β — moduł ściśliwości wody,
 α — moduł ściśliwości szkieletu skalnego,
 Θ — porowatość.

Relacja ta pozwala na związaną S z innymi wielkościami dającymi się określić laboratoryjnie.

W warunkach swobodnego zwierciadła ilość wody oddawana przez warstwę wodonośną w wyniku rozprężania wskutek zmiany ciśnienia jest znikomo mała w porównaniu do ilości wody oddawanej przez skałę pod wpływem grawitacyjnego odsączania. Dlatego też w takich warunkach S oznacza praktycznie objętość wody, jaka wydzieli się pod wpływem siły ciężkości z jednostki objętości skały nasyczonej wodą. W tym ujęciu S odpowiada, choć nie zupełnie ściśle, przyjętemu u nas (6) z literatury radzieckiej pojęciu „współczynnik odsączalności”, oznaczanemu zwykle przez μ (12).

DYSKUSJA ZAŁOŻEŃ I ZAKRES STOSOWALNOŚCI METODY

Wzór [4] ważny jest dla następujących założeń: a) złożo wodonośne jest jednorodne i izotropowe, b) wymiary złoża są nieograniczone powierzchniowo, c) studnia pobierająca wodę lub zasilająca jest tzw. „studnią doskonałą” (dogłębiona, zupełna), d) współczynnik przewodnictwa warstwy wodonośnej T jest wielkością stałą w czasie, e) otwór pompowy ma nieskończenie małą średnicę, f) ruch wody odbywa się wyłącznie w płaszczyźnie poziomej, tzn. że składowa pionowa prędkości nie występuje, g) odsączanie skały następuje jednocześnie z obniżaniem zwierciadła wody.

Zakres stosowalności równania [4] określony jest stopniem, w jakim przyjęte założenia są spełnione w konkretnych warunkach hydrogeologicznych.

Warunek jednorodności i izotropowości ośrodka spełniony bywa bardzo rzadko, a wpływ tego odstępstwa od teoretycznego założenia nie da się ująć ilościowo. Można go zmniejszać, stosując większą ilość węzłów hydrogeologicznych. Warunek nieograniczonej warstwy wodonośnej nigdy nie jest i nie musi być spełniony. Istnieją poza tym rozwiązania dla szczególnych warunków brzegowych. Hydrauliczna „nie-doskonałość” studni może być uwzględniona przez wprowadzenie odpowiednich poprawek znalezionych empirycznie bądź wydedukowanych teoretycznie. Jak widać, podane dotychczas odstępstwa od teoretycznych założeń nie różnią się od tychże w metodzie Dupuit-Thiema.

Założenie niezmienności współczynnika T w czasie również nie jest spełnione. W warunkach swobodnego zwierciadła bowiem, w miarę powiększania się depresji zmniejsza się przekrój przepływu. Jednak kiedy depresja jest niewielka w stosunku do miąższości warstwy wodonośnej, odstępstwo to może zostać zaniedbane. W warunkach artezyjskich, z założenia sprężystości ośrodka wynika, że jego przepuszczalność maleje z czasem.

Specjalnego wyjaśnienia wymaga sprawa odmiennego zachowania się odpowiadających sobie wielkości k w modelu termicznym i S w modelu hydraulicznym. W procesie przewodzenia ciepła określona jego ilość jest oddawana jednocześnie ze spadkiem temperatury. Wydaje się prawdopodobne, że analogicznie w warstwie artezyjskiej specyficzna ilość wody z zasobów sprężystych jest oddawana jednocześnie ze spadkiem ciśnienia. Natomiast przy swobodnym zwierciadle

odsączenie odbywa się z pewnym opóźnieniem w stosunku do obniżającego się zwierciadła. Zjawisko to nie znajduje żadnego odzwierciedlenia we wzorze [4]. W konsekwencji prowadzi to do powstania błędów, jeżeli wzór zastosuje się do warunków swobodnego zwierciadła. Biorąc jednak pod uwagę, że po pierwszym okresie pompowania, kiedy depresja tworzy się stosunkowo szybko, następuje faza powolnego pogłębiania się lejki depresyjnego, czyli odsączenie może już „nadażyć” za spadkiem zwierciadła, można więc wnosić, że błąd popełniony wskutek niezgodności między założeniem a rzeczywistym przebiegiem zjawiska maleje w miarę przedłużania się czasu pompowania.

ZASTOSOWANIA PRAKTYCZNE

Z równania [4] wynika, że dla znalezienia T i S wystarczają jedynie dwie dowolne obserwacje depresji s w tym samym czasie t , lecz w dwu różnych punktach lub w tym samym punkcie, ale w dwu dowolnych momentach czasu. Jednak w konsekwencji wymienionych poprzednio odstępstw od założeń, stosowność równania [4] w warunkach swobodnego zwierciadła ograniczona jest do dłuższych okresów pompowania i narzuca konieczność dysponowania dwoma otworami obserwacyjnymi. W warunkach artezyjskich wystarcza jeden otwór obserwacyjny i krótki okres pompowania. W odróżnieniu od metody Theisa nie można się ograniczyć do samego otworu pompowego.

Z wzoru [4] wynika dalej, że na jego podstawie można wyliczyć nie tylko T czy S przy znanych z pompowania r , Q i s lecz także po wyliczeniu T i S można określić wpływ pompowania w dowolnym punkcie i dowolnym czasie w obrębie rozpatrywanej warstwy wodonośnej.

Bezpośrednie wyliczenie T i S z wzoru [4] natrafia jednak na bardzo duże trudności zarówno ze względu na obecność dwu niewiadomych, jak i charakter całki wykładniczej. Wielkość T występuje bowiem w równaniu [4] dwukrotnie, raz przed znakiem całkowania i po raz drugi w dolnej granicy całki. Rozwiązanie drogą kolejnych przybliżeń jest możliwe, lecz pochłania niezmiernie dużo pracy. Trudność tę omija się stosując rozwiązanie graficzne przez Theisa (16).

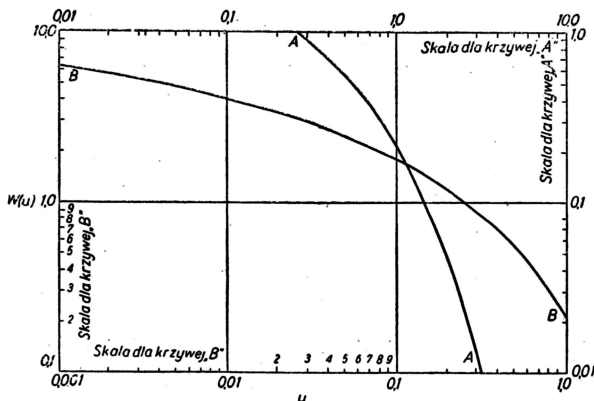
Jeśli weźmiemy pod uwagę równanie [5] oraz z równania [6]

znajdziemy, że $\frac{r^2}{t} = \left[\frac{4T}{S} \right] u$ i uwzględnimy, że wartości

w nawiasach są dla danego pompowania wartościami stałymi, to z porównania wzorów (5) i (6) okaże się, że $\frac{r^2}{T}$ i s oraz

$W(u)$ i u są związane ze sobą podobną zależnością. W rezultacie, jeżeli się sporządzi na papierze logarytmicznym wykresy równań (5) i (6), otrzyma się bardzo podobne krzywe, co zostało wykorzystane w metodzie Theisa. Sposób postępowania jest następujący.

Pierwszym krokiem jest sporządzenie wykresu tzw. „krzywej wzorcowej”. Kreśli się ją na podstawie danych tablicowych (13, 14, 16) na papierze podwójnie logarytmicznym, odcinając na osi zmiennych niezależnych wartości u , zaś na osi rzędnych wartości $W(u)$ **.

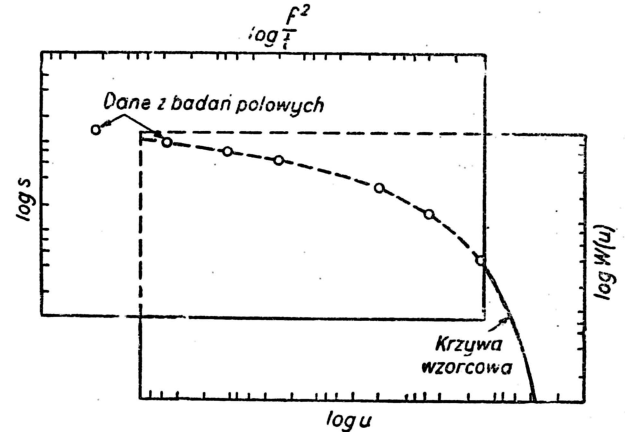


Ryc. 1.

** Hydrogeolodzy amerykańscy posługują się krzywymi drukowanymi lub powielanymi na papierze światłoczułym. Do dyspozycji są krzywe w różnych podziałkach. Najchętniej używana jest podziałka: jeden cykl logarytmiczny na 5 cali.

Następnie wyzyskując dane otrzymane z pomiarów wykonanych w trakcie próbnego pompowania, sporządza się „krzywą empiryczną”.

Na osi odciętych nanosi się wartości $\frac{r^2}{t}$, zaś na osi rzędnych odpowiadające im wartości s . Krzywą tę wykonuje się w tej samej podziałce co krzywą wzorcową, lecz na przezroczystej kalki. Z kolei nakłada się kalkę na krzywą wzorcową i utrzymując oba wykresy stale w takim położeniu, że odpowiadające sobie osie są do siebie równoległe, przesuwa się kalkę z krzywą empiryczną dopóty, aż uzyska się taką pozycję, w której obie krzywe pokryją się ściśle na najdłuższym odcinku ze wszystkich możliwych położań, przy jednoczesnym zachowaniu warunku równoległości osi.



Ryc. 2.

W dalszym ciągu obiera się dowolny punkt na tym odcinku, na którym obie krzywe nakrywają się, odczytuje jego współrzędne u i $W(u)$ i podstawia $W(u)$ do równania (5). Z równania tego znajduje się T i wstawiając znalezioną wartość do równania [6], wylicza z niego S . Znając T i S można wyliczyć wielkość depresji w dowolnym punkcie po upływie dowolnego czasu t .

Jeżeli krzywą wzorcową wyrysuje się w układzie $\frac{1}{u}$ i $W(u)$,

zaś krzywą doświadczalną w układzie $\frac{t}{r^2}$ i s wówczas unika

się obliczania $\frac{1}{t}$ w równaniu [6].

Na ryc. 1 przedstawiono krzywą wzorcową. Dla większej wygody składa się ona z dwu odcinków A—A i B—B, przy czym krzywa B—B jest przedłużeniem krzywej A—A. Oba odcinki nakrywają się częściowo. Wzdłuż dolnej oraz prawej krawędzi rysunku podano skale u i $W(u)$ dla krzywej, B—B zaś na górnej i prawej krawędzi skale dla krzywej A—A.

Metoda Theisa została jeszcze bardziej uproszczona przez H.H. Coopera i C.E. Jacoba (2). Oparli się oni na fakcie, że dla małych wartości u dalsze wyrazy szeregu [3], znajdujące się pod znakiem $\ln u$ ze względu na swą małą wartość mogą w pewnych okolicznościach zostać pominięte. Z analizy wyrażenia [6] wynika, że wartość u maleje wprost proporcjonalnie do kwadratu odległości otworu obserwacyjnego od otworu pompowego i odwrotnie proporcjonalnie do czasu, jaki upłynął od rozpoczęcia pompowania. Zatem dla dużych wartości t i dość niewielkich wartości r , przechodząc jednocześnie z logarytmów naturalnych na logarytmy dziesiętne, równanie [6] można doprowadzić do postaci:

$$\left(s_2 - s_1 \right) = \frac{2,3 Q}{4IT} \log \left(\frac{t_2}{t_1} \right) \quad [7]$$

gdzie Q i T — jak zdefiniowano poprzednio,
 t_2, t_1 — czas liczony od rozpoczęcia pompowania w dowolnych jednostkach,
 s_2, s_1 — depresje w czasie t_2 i t_1 w dowolnych jednostkach.

Jeżeli depresje zaobserwowane w poszczególnych otworach obserwacyjnych naniesie się w podziałce arytmetycznej, zaś wartości t w podziałce logarytmicznej, otrzyma się wykres,

który powinien tworzyć linię prostą, jeżeli tylko od momentu rozpoczęcia pompowania upłynął czas odpowiednio długi, aby można było zaniedbać dalsze człony szeregu [3]. W przeciwnym przypadku, szczególnie w warunkach swobodnego zwierciadła, wykres odbiega od linii prostej na swym początkowym odcinku. Dla poziomu artezyjskiego przy niedużej odległości otworu obserwacyjnego od otworu pompowego czas ten na ogół nie musi być dłuższy od godziny. Dla warunków swobodnego zwierciadła wynosi on od kilku do kilkunastu godzin.

Z równania [7] wynika, że jeżeli t_1 i t_2 zostaną obrane w odległości jednego cyklu logarytmicznego, wówczas uproszczone równanie Theisa rozwija się na T uzyskuje postać:

$$T = \frac{2,3 Q}{4\pi \Delta s} \quad [8]$$

gdzie Δs jest depresją przypadającą na jeden cykl logarytmiczny. Dzielnik T przez miąższość warstwy wodonośnej m

znajdujemy współczynnik filtracji: $k_f = \frac{T}{m} \left[\frac{L}{T} \right]$.

Współczynnik zasobności względnie odsączalności może być również określony z tego samego wykresu półlogarytmicznego za pomocą równania:

$$S = \frac{2,25 T t_0}{r^2} \quad [9]$$

gdzie T i r jak podano poprzednio zaś t_0 oznacza czas odpowiadający depresji równej zero. Otrzymuje się go przez eksploatację prostego odcinka wykresu aż do jego przecięcia się z osią $s = 0$. W podobny sposób można wyliczyć S i T na podstawie krzywej wzniosu zwierciadła wody po przerwaniu pompowania. Jest to szczególnie ważne w tych przypadkach, kiedy w trakcie pompowania nie dało się utrzymać stałej wydajności pompy. W celu obliczenia T i S zazwyczaj wykorzystuje się obserwacje z kilku otworów oraz dane zarówno z przebiegu obniżania się, jak i podnoszenia zwierciadła wody.

Na podstawie podanej teorii w dalszych pracach C.E. Jacob i inni podali mniej lub bardziej uproszczone rozwiązania szczególnych przypadków ze względów praktycznych jak np. często spotykany przypadek „przeciekającej” warstwy podścielającej lub nakrywającej poziom artezyjski, przypadki dopływu do ujęcia przy uwzględnieniu charakterystycznych warunków brzegowych, przypadek nie ustalonego Q pod warunkiem, że Q zmienia się w pewien z góry zadany sposób, przypadek warstwy wodonośnej o swobodnym zwierciadle i niedużej miąższości, przypadek jednorazowego zalania względnie szczypania otworu itp.

Rozmiary artykułu nie pozwalają na podanie przykładów zastosowania opisanego metody, będzie to możliwe dopiero w oddzielnym artykule.

Zalety metody występują w pełni na jaw, gdy stosuje się ją w warunkach najbardziej odpowiadających przyjętym założeniom, a więc w warunkach artezyjskich, szczególnie w warunkach „zamkniętego reżimu sprężystego”, używając terminologii G.B. Puchaczewa (10). Kiedy uzyskanie stanu równowagi hydrodynamicznej, której warunkiem jest osiągnięcie konturu zasilania przez stałe poszerzające się lej depresyjny nie jest w ogóle możliwe lub następuje dopiero po długim czasie. Opisana metoda pozwala na skrócenie czasu pompowania do paru godzin. Odpowiednio do tego maleją koszty badań hydrogeologicznych.

W naszych warunkach hydrogeologicznych może się ona nadawać szczególnie np. do badania parametrów hydrogeologicznych poziomów trzeciorzędowych na niżu.

Zastosowana dla warunków swobodnego zwierciadła przy krótkim czasie pompowania daje wartości przybliżone tym dokładniejsze, im czas pompowania jest dłuższy, tzn. im bardziej przepływ upodabnia się do ustalonego.

Metoda pozwala na określenie współczynnika zasobności lub odsączalności, a więc wielkości niezbędnej przy określaniu wielkości zasobów statycznych. Jest to szczególnie ważne w zagadnieniach hydrogeologii kopalnianej, gdzie zależy nam na określeniu ilości wody, którą trzeba odpompować, np. w celu osuszenia złoża, z leja depresyjnego o określonej objętości. Wreszcie metoda umożliwia postawienie prognozy powiększania się leja depresyjnego w czasie pod wpływem pompowania stałej ilości wody. Jakkolwiek powyższe odnosi się ściśle biorąc tylko do pojedynczego otworu, jednak można to poszerzyć na zgrupowaną eksploatację otworami lub kopalnią, jeżeli tylko jej rozmiary są odpowiednio małe w stosunku do rozległości całego poziomu wodonośnego.

Oryginalność metody polega na zastosowaniu graficznego sposobu znajdowania przybliżonych wartości całki wykładniczej potrzebnych do wyliczania szukanych parametrów.

Metoda wymaga dysponowania co najmniej jednym otworem obserwacyjnym w warunkach zwierciadła naporowego oraz dwoma w warunkach zwierciadła swobodnego. Można to uważać za jej słabą stronę. Nadmienić natomiast wypada, że N.K. Girinski (4) podaje wykresy pozwalające określić przybliżoną wartość współczynnika filtracji wyłącznie na podstawie danych z otworu pompowego uzyskanych w warunkach nie ustalonego ruchu wody. Jednak wszyscy doświadczeni hydrogeolodzy są zgodni co do tego, że określanie współczynnika filtracji na podstawie danych z samego otworu pompowego daje błędne wyniki. Dlatego też wszędzie, gdzie w grę wchodzi potrzeba dokładnego określania współczynnika filtracji, tam badania powinno się prowadzić przy zastosowaniu grupy otworów obserwacyjnych, niezależnie od tego, czy stosuje się wzory odnoszące się do ustalonego czy nie ustalonego przepływu.

LITERATURA

1. Carslaw H.S. — Introduction to the Mathematical Theory of the Conduction of Heat in Solids, 2nd, ed. London 1921.
2. Copper H.H. Jr. Jacob C.E. — A Generalized Graphical Method for Estimating Formation Constants and Summarizing Well Field History. Trans. Am. Geoph. Union, vol. 27, No 4, 1946.
3. Dobrzański Z. — Polowe metody oznaczania współczynnika przepuszczalności skał wodonośnych i gruntów. Warszawa 1956.
4. Girinski N.K. — Opredielenije koefficienta filtracji po dannym otkazkij pri nieustanowiwczichsja diebitach i ponirienijach. Moskwa 1950.
5. Jacob C.E. — On the Flow of Water in an Artesian Aquifer. Trans. Am. Geoph. Union, part. 2, July 1940.
6. Kamiński G.N., Klimentow P.P., Owczynnikow A.M. — Hydrogeologia złóż surowców mineralnych. Warszawa 1956.
7. Krajewski R. — Poradnik górnika, t. I, Dz. IV, Hydrogeologia kopalniana. Katowice 1958.
8. Meinzer O.E., Hard H.A. — The Artesian Water Supply of the Dakota Sandstone in North Dakota, with Special Reference to the Edgeley Quadrangle. U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 520-E. Washington 1925.
9. Pomianowski K., Wóycicki K., Rybczyński M. — Hydrologia t. II. Warszawa 1934.
10. Puchaczew G.B. — Podziemna gidrawlika. Moskwa 1961.
11. Slichter C.S. — Theoretical Investigation of the Motion of Ground Waters U.S. Geol. Survey 19th Ann. Washington 1899.
12. Słowar po gidrogeologii i inżyniernej geologii Moskwa 1961.
13. Smithsonian Physical Tables, Table 32, 8 th revised ed. Washington 1940.
14. Tablicy intiegralnoj pokazatelnoj funkcji. Izd. AN. SSSR. Moskwa 1954.
15. Theis C.V. — The Relation between the Lowering of the Piezometric Surface and the Rate and Duration of Discharge of a Well Using Ground Water Storage. Trans. Am. Geoph. Union, part 2, August 1935.
16. Wenzel L.K., Fischel V.C. — Methods for Determining Permeability of Water-Bearing Materials, U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 887. Washington 1942.