

**PRÓBA OKREŚLENIA WSPÓLCZYNNIKA WODOPRZEPUSZCZALNOŚCI SKAŁ SYPKICH
NA PODSTAWIE WARTOŚCI OPORNOŚCI WŁAŚCIWEJ INTERPRETOWANEJ Z KRZYWYCH
SONDOWAŃ ELEKTRYCZNYCH**

UKD 551.491.7:552.517:550.837.3(438.22:438.17)

Idea określania parametrów hydrogeologicznych skał sypkich, zawodnionych, na podstawie wartości ich oporności właściwej ma długą historię. Wymienić tu można prace takich autorów, jak: Schlumberger (1920–1930), Hlauschek (1927), Sundberg (1931–1932), Hummel (1935), Archie (1949), Fritsch (1949), Poldini, Breusse (1950), Thiele (1948–1952), Dachnow (1953–1960), Kobranowa (1957–1963) i in. W większości przypadków autorzy ci przyjmują, że przy przeciętnym składzie mineralnym takich skał, jak piaski lub żwiry szkielet gruntowy jest izolatorem, a głównym nośnikiem prądu elektrycznego jest elektrolit wypełniający pory. W ten sposób oporność właściwa skały sypkiej zawodnionej determinowana jest z jednej strony ilością elektrolitu wypełniającego pory, z drugiej zaś opornością właściwą tego elektrolitu.

Sundberg podaje, iż dla czystych piasków między opornością właściwą ρ_x skały, porowatością całkowi-

tą n (określającą przy pełnym nasyceniu ilość elektrolitu wypełniającego pory), a opornością właściwą ρ_w tego elektrolitu spełniona jest następująca

zależność $\rho_x = \frac{3}{n} \rho_w$. Wg Hummela zależność ta ma

postać następującą $\rho_x = \frac{3-n}{2n} \rho_w$, natomiast wg

Archie dla czystych piasków zależność ta ma postać

następującą $\rho_x = \frac{1}{n} \rho_w$, Dachnow podaje tę zależność

w następującej postaci $\rho_x = \frac{1 + 0,25(1-n)^{\frac{1}{3}}}{1 - (1-n)} \rho_w$

Bardzo szeroko poruszone zagadnienie omawia Thiele (7); uważa on również, iż istnieje ścisły związek między poszczególnymi parametrami hydrogeologicznymi skał sypkich, zawodnionych a ich opornością właściwą; stwierdza jednak, że związek ten ma charakter złożony i jest różny w różnych warunkach hydrogeologicznych. Podaje on ogólną postać zależności między opornością właściwą zawodnionej skały sypkiej (znajdującej się w naturalnych warunkach), a jej parametrami hydrogeologicznymi w następującej formie $q_x = C \cdot \log X$; gdzie q_x — oporność właściwa zawodnionej skały sypkiej, X — określony parametr skały sypkiej, np. współczynnik wodoprzepuszczalności k , średnica miarodajna d_e , odwrotność powierzchni całkowitej U itp., C wielkość lub funkcja zależna od składu mineralnego i temperatury wód podziemnych wypełniających pory, przeciętnego składu mineralnego ziarn budujących szkielet gruntowy, ich wielkości, kształtu i formy ułożenia — tekstury, stopnia nierównomierności ułożenia ziarn, geologicznej i hydrogeologicznej genezy danej warstwy wodonośnej, formy i intensywności procesu filtracji zachodzącego w danej warstwie, zawartości domieszek ilastych itp. Wg Thielego najczęściej dla określonej warstwy wodonośnej (lub poziomu wodonośnego) występującej na określonym terenie zależność ta ma postać funkcji hiperbolicznej określonej przez równanie $q_x = a \operatorname{tgh}(b \cdot \log X)$, gdzie a i b stałe dla danych warunków (ryc. 1).

Thiele stoi na stanowisku, iż dla określonej warstwy wodonośnej znajdującej się na określonym terenie istnieje możliwość wyprowadzenia empirycznie takiej funkcji na podstawie danych z wierceń badawczych i interpretacji ilościowej krzywych sondowań elektrycznych PSE. Przytacza przy tym szereg przykładów, gdzie zestawiono takie zależności (ryc. 2). W przykładach tych zestawia on zależność między opornością właściwą warstwy wodonośnej q_x (uzyskaną z interpretacji PSE) a jej średnicą miarodajną d_e , liczoną jako średnia dla całego profilu

$$d_e = \frac{d_{e_1} h_1 + d_{e_2} h_2 + \dots + d_{e_n} h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n}$$

gdzie d_e — średnica miarodajna danego przewarstwienia o miąższości h_n .

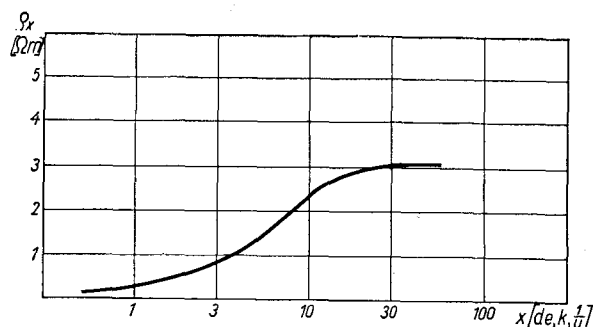
Thiele podaje również przykłady, gdzie na podstawie sporządzonych w ten sposób krzywych zestawiono na podstawie wyników badań metodą elektrooporową mapy średnicy miarodajnej i współczynnika wodoprzepuszczalności danej warstwy wodonośnej, zalegającej na dużym obszarze. Stwierdza on, iż krzywe empiryczne dają się zestawzić nawet przy dość dużych zmiennościach chemizmu wód podziemnych, np. w cytowanych przykładach twardość ogólna wód zmieniała się w granicach kilkunastu stopni niemieckich.

Stwierdzając istnienie ścisłego związku między opornością właściwą danej warstwy wodonośnej, a jej parametrami hydrogeologicznymi (szczegółowa postać tego związku jest różna dla różnych warunków). Thiele znacznie ogranicza możliwość stosowania cytowanych powyżej zależności Sundberga, Hummela i in. Podaje on przykład, w którym dla tego samego piasku, posługując się tymi formułami, uzyskano zupełnie różne wartości oporności właściwej (np. dla piasku o porowatości $n=0,368$ nasyconego wodą o oporze właściwym 35 omm uzyskano wartość oporności właściwej: wg formuły Sundberga 272 omm, Hummela 117 omm, Archie 91 omm, przy rzeczywistej oporności właściwej 470 omm).

Za główną przyczynę istnienia tych rozbieżności Thiele uważa fakt nie uwzględnienia w tych formułach szeregu czynników mających istotny wpływ na proces przewodnictwa prądu elektrycznego w zawodnionych skałach sypkich, wśród których ważną rolę odgrywają zjawiska elektrochemiczne, związane z istnieniem wody związanej i posiadającej jak wiadomo zupełnie różne właściwości fizyczne oraz chemiczne niż woda swobodna. W warunkach naturalnych dodatkowy

wpływ na wartość oporności właściwej skał sypkich posiadają (nieuwzględnione w tych formułach) dynamiczne procesy oddziaływania filtrującej wody swobodnej na wodę związaną oraz anizotropia warstwy wodonośnej. W konkluzji swoich rozważań Thiele stwierdza, że oporność właściwa skał sypkich, zawodnionych, mierzona metodą PSE, z punktu widzenia fizycznego jest najbardziej zbliżona do współczynnika wodoprzepuszczalności k_p , mierzonego w warunkach dynamicznych, jakie uzyskuje się przy prowadzeniu próbnych pompowań.

Proponowana przez Thielego metoda i uzyskane przez niego wyniki są bardzo interesujące. Jeżeli wyniki te potwierdzałyby się w innych warunkach można byłoby na podstawie badań elektrooporowych i niewielkiej ilości wierceń badawczych uzyskiwać



Ryc. 1. Ogólna forma krzywej zależności oporności właściwej q_x danej warstwy wodonośnej od jej parametrów hydrogeologicznych X , gdzie X — współczynnik filtracji k , średnica miarodajna d_e lub inny parametr hydrogeologiczny; wg Thielego 1952.

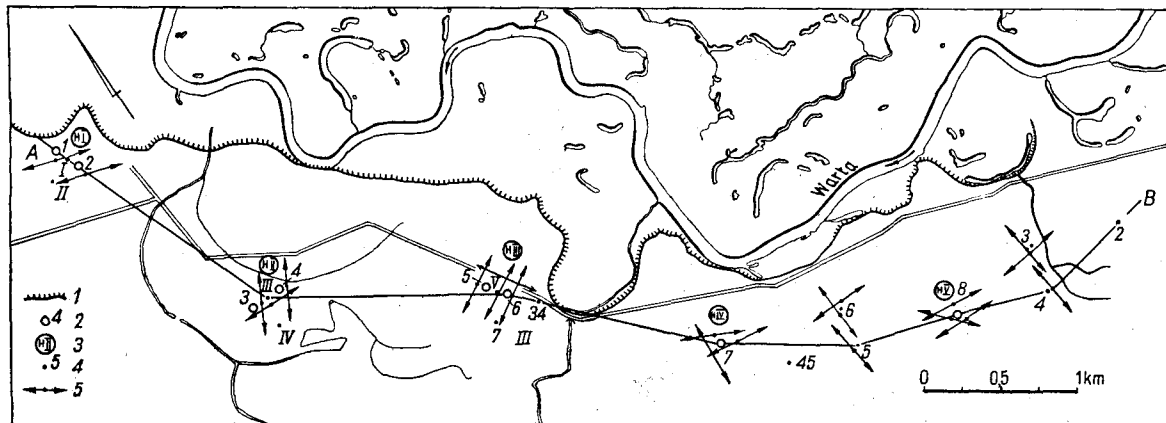
Fig. 1. General form of curve of dependence of specific resistivity q_x in a given water-bearing series upon its hydrogeological parameters X , where X — filtration coefficient k , diameter d_e or another hydrogeological parameter; after Thiele, 1952.

bardzo ważne dane hydrogeologiczne, które dotychczas uzyskuje się znacznie kosztowniejszymi metodami. Bardzo niewielki rozrzut wyników, jaki uzyskał Thiele, pozwala przypuszczać, że dokładność uzyskiwanych danych hydrogeologicznych tą metodą może być porównywana z danymi uzyskiwanymi klasycznymi metodami hydrogeologicznymi, np. metody oparte na analizie krzywych przesiewu.

W latach 1962–1964 w ramach prac naukowo-badawczych Katedry Hydrogeologii Uniwersytetu Warszawskiego przeprowadzono badania kontrolne, których celem było sprawdzenie założeń metody proponowanej przez Thielego. Prace badawcze przeprowadzono na tarasach środkowej Warty w okolicach Poznania i na tarasach doliny rzeki Parsęty w okolicach Kołobrzegu.

WYNIKI PRAC BADAWCZYCH PRZEPROWADZONYCH NA TARASACH ŚRODKOWEJ WARTY

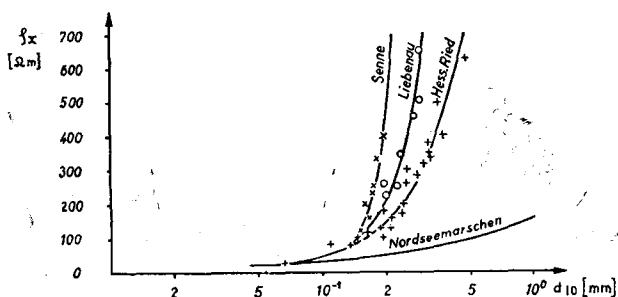
Obszar, na którym przeprowadzono badania, leży na wysokim tarasie doliny środkowej Warty, która na tym odcinku przebiega w obrębie pradoliny warszawsko-berlińskiej. Syntetyczny profil geologiczny tego obszaru przedstawia się następująco: do głębokości 1–3 m występują utwory przykrywające, przeważnie piaski, piaski pylaste, pyły itp., do głębokości 30–60 m leżą piaski, żwiry, pospółki, wśród których spotkać można niewielkie przewarstwienia ilów, pyłów i mułków (w kilku otworach stwierdzono występowanie na głębokości ok. 15–20 m kilkumetrowego przewarstwienia glin zwałowych). Od głębokości 30–60 m zalegają utwory trzeciorzędowe w postaci ilów pstrych i mułków pliocenskich. Miąższość tych utworów jest znaczna i przekracza 40–60 m.



Ryc. 3. Plan sytuacyjny rejonu badań w dolinie Warty. 1 — krawędzie morfologiczne, 2 — otwory studienne, przepompowanie, 3 — węzły hydrogeologiczne, 4 — otwory badawcze, 5 — sondowania elektryczne PSE.

Fig. 3. Situation sketch of the area in study in the Warta River valley.

1 — morphological edges, 2 — wells, pumpings, 3 — hydrogeological junctions, 4 — test wells, 5 — PSE electric logging.



Ryc. 2. Empiryczne zależności oporności właściwej warstwy wodonośnej od średnicy miarodajnej d_{10} dla różnych rejonów Niemiec; wg Thielego 1952.

Fig. 2. Empirical dependences of specific resistivity in a water-bearing series upon the diameter d_{10} for various regions in Germany; according to Thiele, 1952.

Ryc. 5. Zestawienie profilu wiercenia z wynikiem interpretacji krzywej PSE; dolina Warty.

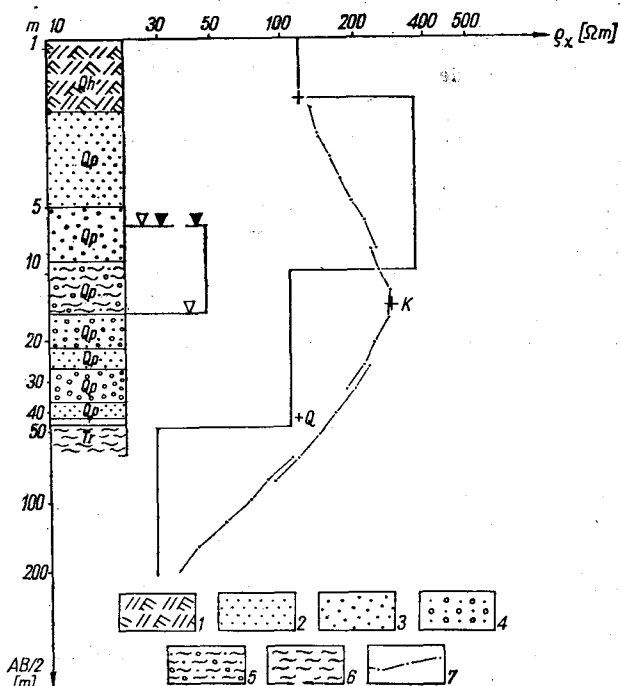
1 — nasyp, 2 — piaski średnie, 3 — piaski grube, 4 — pospółki, 5 — gliny zwalowe, 6 — ily poznańskie, 7 — krzywa PSE.

Fig. 5. Comparison of bore hole section with the results of interpretation of PSE curve; Warta River valley.

1 — embankment, 2 — middle-grained sands, 3 — coarse-grained sands, 4 — sand-gravel mix, 5 — boulder clays, 6 — Poznań clays, 7 — PSE curve.

Z punktu widzenia hydrogeologicznego stwierdza się istnienie na tym obszarze jednolitego poziomu wodonośnego, z tym jednak, iż może on być miejscami przedzielony na dwie warstwy wodonośne. Poziom ten podścielony jest wodoszczelną serią utworów trzeciorzędowych. Zwierciadło wody gruntowej zalega przeciętnie na głębokości 2–5 m. Spływ wód gruntowych ogólnie biorąc skierowany jest w kierunku NE, tj. do koryta Warty. Chemizm wód podziemnych na tym obszarze jest wyrównany; sucha pozostałość zmienia się w granicach 260–350 mg/l, twardość ogólna w granicach 7,6–11,5 stopni niemieckich, oporność właściwa wód w granicach 25–35 omm. Ciąg wierzeń badawczych, przy których wykonywane były pomiary geofizyczne, leży wzdłuż ok. 7 km pasa równoległego do koryta Warty, w odległości 400–1000 m od niego (ryc. 3 i 4).

W czasie prowadzenia badań wzdłuż tego ciągu wykonanych było 5 węzłów hydrogeologicznych oraz 6 otworów badawczych. Z wyjątkiem otworów wężła I wszystkie wykonane otwory przewierciły cały poziom wodonośny. Na podstawie przeprowadzonych badań hydrogeologicznych obliczono w każdym otworze war-



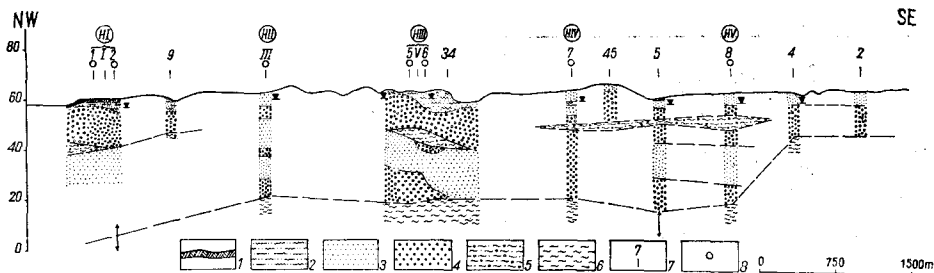
Ryc. 5.

tości współczynnika wodoprzepuszczalności k_{AH} , opartego o dane z analizy granulometrycznej przewierconego poziomu wodonośnego. Obliczeń dokonano posługując się formułą Allen Hazena $k_{AH} = C d_e^{2/0,7} + 0,03$ t/m/dobę, gdzie C — empiryczny współczynnik zależny od jednorodności uziarnienia, t — temperatura wody w °C, d_e — średnica miarodajna ziarn w mm liczona jako średnia dla całego profilu poziomu wodonośnego wg zależności:

$$d_e = \frac{d_{e_1} h_1 + d_{e_2} h_2 + \dots + d_{e_n} h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n}$$

gdzie d_e i h_n średnica miarodajna i miąższość przewierconych.

Ponadto na podstawie przeprowadzonych w węzłach hydrogeologicznych próbnych pompowań obliczono dodatkowo wartość współczynnika wodoprzepuszczalności k_p . Obliczeń dokonano posługując się formułą Dupui'ta dla pojedynczego otworu, stosując metodę kolejnych przybliżeń określenia wartości zasięgu leja depresyjnego R (niestety, nie dysponowano danymi z obserwacji zachowania się zwierciadła wody w

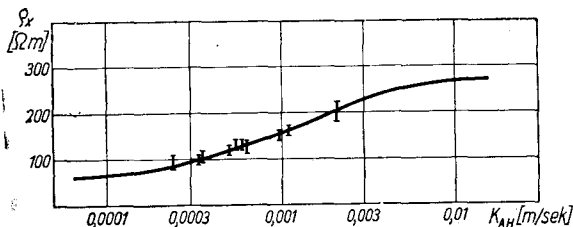


Ryc. 4. Przekrój geologiczny wzdłuż ciągu wierceń badawczych w dolinie Warty.

1 — namuły, 2 — mułki, 3 — piaski średnioziarniste, 4 — żwiry, 5 — gliny zwalowe, 6 — ły poznańskie, 7 — otwory badawcze, 8 — otwory studienne, przepompowane.

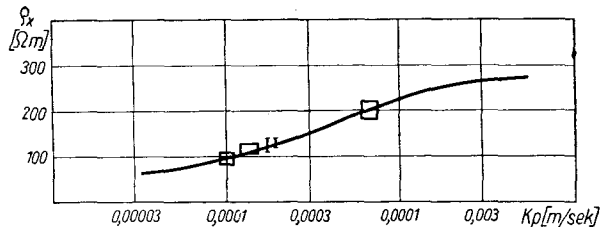
Fig. 4. Geological cross section along the test bore holes made within the Warta River valley.

1 — aggradations, 2 — silts, 3 — middle-grained sands, 4 — gravels, 5 — boulder clays, 6 — Poznań clays, 7 — test wells, 8 — pumped wells.



Ryc. 6. Wykres empirycznej zależności oporności właściwej ρ_x warstwy wodonośnej od współczynnika wodoprzepuszczalności k_{AH} uzyskanego z danych analizy granulometrycznej; dolina Warty.

Fig. 6. Diagram of empirical dependence of specific resistivity ρ_x in a water-bearing series upon the coefficient of water permeability k_{AH} obtained from the data of granulometric analysis; Warta River valley.



Ryc. 7. Wykres empirycznej zależności oporności właściwej ρ_x warstwy wodonośnej od współczynnika wodoprzepuszczalności k_p uzyskanego z danego próbnego pompowania; dolina Warty.

Fig. 7. Diagram of empirical dependence of specific resistivity ρ_x in a water-bearing series upon the coefficient of water permeability k_p obtained from the test pumping results; Warta River valley.

otworach obserwacyjnych). W przypadku, gdy węzeł hydrogeologiczny składał się z dwu otworów, w których wykonane było próbné pompowanie, współczynnik wodoprzepuszczalności k_p rejonu liczono jako średnią z obydwu otworów.

Pomiary oporności właściwej poziomu wodonośnego wykonano w oparciu o metodę sondowań elektrycznych PSE usytuowanych w najbliższym sąsiedztwie otworów badawczych. PSE wykonywano w układzie symetrycznym Schlumbergera. Przeważnie przy każdym otworze wykonano 2–3 PSE w różnych azymutach i miejscach. Interpretacje krzywych PSE wykonano na podstawie krzywych teoretycznych dwu i trójwarstwowych z albumu Pyłajewa, stosując w wielu przypadkach metodę graficzną. Uzyskane krzywe PSE odpowiadały przeważnie układowi geoelektrycznym typu: K, Q, KQ, QQ, HK, KQQ itp., przy czym zawsze uzyskiwano wyraźne rozwarstwienie między nadległym kompleksem wysokooporowym (odpowiadającym utworom wodonośnym) a niskooporowym podłożem (odpowiadającym wodoszczelnym ilom trzeciorzędowym). Najczęściej uzyskiwano również wyraźne rozwarstwienie między utworami leżącymi powyżej stwierdzonego w wierceniu poziomu wód gruntowych (zwierciadło swobodne) a utworami zawodnionymi (stwierdzono tu pewne niewielkie zresztą rozbieżności) (ryc. 5).

Jako oporność właściwą odpowiadającą poziomowi wodonośnemu przyjmowano: w przypadku krzywych trójwarstwowych interpretowaną oporność właściwą warstwy drugiej, natomiast w przypadku krzywych wielowarstwowych, gdy widoczne było, iż rozwarstwienia przebiegają w stwierdzonym wierceniem poziomie wodonośnym, średnią oporność właściwą ρ_m

liczoną wg zależności $\rho_m = \frac{\sqrt{T_n}}{S_n}$; gdzie T_n — całko-

wita oporność poprzeczna przewarstwien odpowiadających poziomowi wodonośnemu, S_n — całkowita przewodność podłużna tych przewarstwien. Wartość S_n

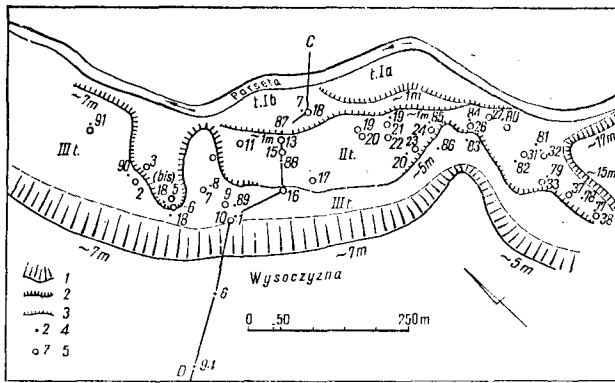
i T_n uzyskano przez sumowanie jednostkowych wartości S_i oraz T_i obliczanych dla każdego przewarstwienia. W przypadku, gdy interpretowane wartości oporności właściwej poziomu wodonośnego różniły się między sobą zależnie od lokalizacji i azymutu sondowania, bądź też nie było możliwe w interpretacji dokładne określenie tej oporności, przyjmowano jako charakterystyczny dla danej warstwy w danym wierceń przedział zmienności interpretacji oporności określony jego krańcowymi wartościami.

Na podstawie uzyskanych wyników zestawiono graficznie dwie funkcje, mianowicie $\rho_x = f(k_{AH})$ i $\rho_x = f(k_p)$ (ryc. 6 i 7). Jak widać funkcje te mimo braku danych dotyczących oporności właściwej odpowiadającej wartości współczynnika wodoprzepuszczalności k_p ; powyżej $8 \cdot 10^{-4}$ m/sek i poniżej $9 \cdot 10^{-5}$ m/sek i k_{AH} powyżej $3 \cdot 10^{-3}$ m/sek i poniżej $2 \cdot 10^{-4}$ m/sek oraz pewnego rozrzutu wyników są zbliżone swym charakterem do funkcji cytowanych przez Thielego. Kształt tych funkcji sugeruje istnienie asymptot; dolnej w granicach 60–1000 omm i górnej w granicach 250–300 omm.

Można więc na podstawie uzyskanych wyników zakładać, że na badanym terenie istnieje zależność między opornością właściwą utworów wodonośnych a ich wodoprzepuszczalnością, określoną przez wartości współczynników wodoprzepuszczalności k_p i k_{AH} . Zależność tę stwierdzono dla wartości k_p powyżej $7 \cdot 10^{-5}$ m/sek i poniżej $2 \cdot 10^{-3}$ m/sek (zależność udokumentowana 5 pomiarami) i dla wartości k_{AH} powyżej $1,5 \cdot 10^{-4}$ m/sek i poniżej $8 \cdot 10^{-3}$ m/sek (zależność udokumentowana 10 pomiarami). W przybliżeniu forma matematyczna uzyskanych zależności ma postać następującą: $\rho_x = 60 + 210 \operatorname{tgh}(500 k_{AH})$ i $\rho_x = 60 + 210 \operatorname{tgh}(1450 k_p)$.

WYNIKI PRAC BADAWCZYCH PRZEPROWADZONYCH NA TARASACH PARSETY

Obszar, na którym przeprowadzono badania, leży na prawym brzegu rzeki Parsety; obejmuje on powierzchnię ok. 0,3 km² (ryc. 8).



Ryc. 8. Plan sytuacyjny rejonu badań w dolinie Parsęty.

1, 2, 3, — krawędzie morfologiczne, 4 — sondowania elektryczne PSE, 5 — otwory studzienne.

Fig. 8. Situation sketch of the region studied; Parsęta River valley.

1, 2, 3, — morphological edges, 4 — electric logging PSE, 5 — bore holes.

Pod względem geomorfologicznym obszar ten dzieli się na cztery podstawowe jednostki. Są to: wysoczyzna (powyżej 15–20 m npm), taras wysoki III (powyżej 10 m npm), taras nadzalewowy II (do 10 m npm) i taras niski, zalewowy I (do 5 m npm).

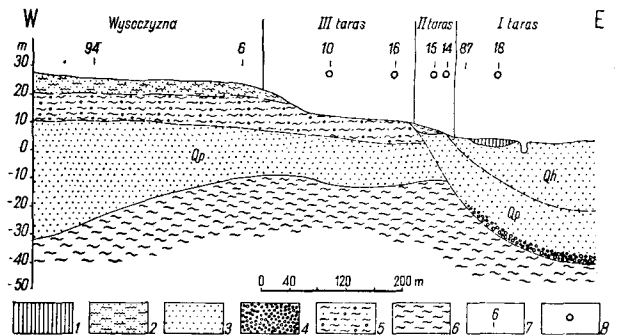
Ogólny profil geologiczny tego obszaru przedstawia się następująco: wysoczyzna — brak dokładnych danych; przez analogie z obszarami sąsiednimi można przyjąć, że zbudowana jest z utworów przede wszystkim fluwioglacjalnych, rozdzielonych miejscami płatami glin zwałowych, przewarstwieniami ilów i mułków itp., podłoże stanowią łożyska i piaskowce doggeru. Miąższość nadległych utworów czwartorzędowych waha się w granicach od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Dolinę Parsęty od 0 m do ok. 20–40 m zalegają piaski, żwiry, pospółki z wielkimi przewarstwieniami mułków oraz ilów itp. Na III tarasie stwierdzono występowanie miejscami przykrywających płatów glin zwałowych. Na niższych tarasach stwierdzono występowanie w części stropowej pyłów i torfów. Podłoże jest zbudowane z utworów ilastych i glin zwałowych zalegających bezpośrednio na doggerze. Wg Keilhacka (1903) główna masa akumulatów budujących tarasy III i II jest plejstocenska, natomiast taras I wiąże się z holocenskimi cyklem rozwoju doliny (ryc. 9).

Z punktu widzenia hydrogeologicznego w obrębie tarasów III, II i I stwierdza się występowanie jednolitego poziomu wodonośnego, zasilanego wodami spływającymi z wysoczyzny oraz częściowo infiltracją z rzeki. Nieprzepuszczalne podłoże stanowią czwartorzędowe łyły oraz gliny zwałowe, zalegające bezpośrednio na doggerze. Chemizm wód podziemnych w obrębie tarasów jest wyrównany; sucha pozostałość waha się w granicach 190–270 mg/l, twardość ogólna 9–14 stopni niemieckich, zawartość chlorków poniżej 30 mg/l.

Podczas prowadzenia badań na obszarze tym wykonano kilkadziesiąt otworów studziennych, z których kilkanaście było aktualnie eksploatowanych.

Technika prowadzenia prac polowych i interpretacyjnych metodą PSE była identyczna jak na tarasach środkowej Warty. Sondowania wykonano w najbliższym sąsiedztwie wierceń, stosując układ Schlumbergera, ich interpretację przeprowadzono sposobem graficznym posługując się krzywymi teoretycznymi z albumu Pyłajewa.

Do porównania wzięto: wyinterpretowaną z krzywych PSE wartość oporności właściwej q_x odpowiadającą stwierdzonym w wierceniu utworom wodonośnym oraz wartości współczynnika wodoprzepuszczalności k_{AH} i k_p , przy czym wartość k_{AH} przeliczono na podstawie średniej wartości średnicy



Ryc. 9. Przekrój geologiczny przez dolinę Parsęty w badanym rejonie.

1 — torfy, 2 — mulki lub piaski ilaste, 3 — piaski, 4 — żwiry, 5 — gliny zwałowe, 6 — łyły lub łożyska, 7 — sondowania elektryczne PSE, 8 — otwory studzienne.

Fig. 9. Geological cross section through the Parsęta River valley within the region studied.

1 — peats, 2 — silts or clayey sands, 3 — sands, 4 — gravels, 5 — boulder clays, 6 — clays or claystones, 7 — electric logging PSE, 8 — wells.

miarodajnej d_e całego profilu poziomu wodonośnego, natomiast wartość k_p obliczono wg formuły Forchaimera dla pojedynczego otworu studziennego, uwzględniającej infiltrację brzegową. Dane do przeliczenia wartości k_p uzyskano z wyników próbnych pompowań. Wyniki porównania zestawiono na dwu wykresach $q_x = f(k_{AH})$ i $q_x = f(k_p)$ (ryc. 10 i 11).

Analizując oba zestawienia można stwierdzić, iż:

1) Na badanym terenie istnieje wyraźna zależność między wartością oporności właściwej utworów wodonośnych a ich współczynnikiem wodoprzepuszczalności k_p , uzyskanym z danych próbnego pompowania. Zależność ta ma zupełnie inny charakter dla tarasu III i II. Dla tarasu II stwierdzono istnienie tej zależności w granicach k_p od $1,3 \cdot 10^{-4}$ m/sek do $1,2 \cdot 10^{-3}$ m/sek oraz q_x od 100 omm do ok. 520 omm. Zależność ta jest udokumentowana 10 punktami pomiarowymi. Dla tarasu III stwierdzono istnienie tej zależności w granicach k_p od $1,2 \cdot 10^{-4}$ m/sek do $5,8 \cdot 10^{-4}$ m/sek i q_x od 340 omm do 980 omm (udokumentowane 4 punktami).

2) Widoczne jest, zwłaszcza dla tarasu II, istnienie dolnej asymptoty krzywej, zbliżającej się do wartości q_x ok. 100 omm i odpowiadającej wartości k_p poniżej $1 \cdot 10^{-4}$ m/sek. Brak danych dla k_p powyżej $1,2 \cdot 10^{-3}$ m/sek nie pozwala natomiast określić wartości górnej asymptoty krzywej; z przebiegu interpolowanej krzywej można jednak sądzić, że wartość jej będzie wahała się w granicach 480–540 omm przy k_p powyżej $5 \cdot 10^{-3}$ m/sek.

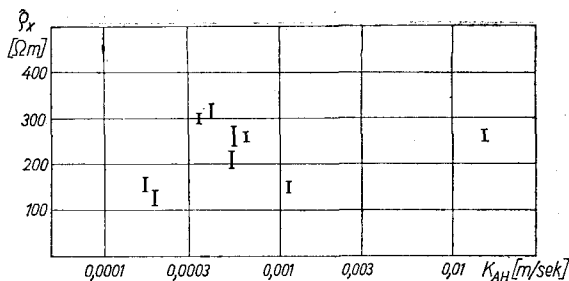
3) Przepuszczalność w przypadku tarasu II ogólna postać matematyczna uzyskanej zależności jest zbliżona do równania $q_x = 100 + 420 \text{ tgh}(500 k_p)$.

4) Na badanym terenie nie stwierdzono istnienia zależności między wartością q_x a współczynnikiem k_{AH} , uzyskanym z danych analizy granulometrycznej.

INTERPRETACJA WYNIKÓW

1. Uzyskane wyniki prac przeprowadzonych na tarasach środkowej Warty i dolnej Parsęty są zbliżone do wyników uzyskanych przez Thielego. W obu przypadkach stwierdzono istnienie wyraźnej zależności między wartością współczynnika wodoprzepuszczalności k_p określonego poziomu wodonośnego a opornością właściwą, mierzoną metodą PSE. Zależności te faktycznie zamykają się w granicach k_p od $1 \cdot 10^{-4}$ m/sek do $5 \cdot 10^{-3}$ m/sek.

W obu przypadkach zależności te mają charakter specyficzny dla określonej jednostki hydrogeologicznej, przy czym skład mineralny wód podziemnych nie odgrywa tu decydującej roli (vide taras II i III Parsęty). Ścisła forma matematyczna tych zależności



Ryc. 10. Zestawienie empirycznej zależności oporności właściwej ρ_x warstwy wodonośnej od współczynnika wodoprzepuszczalności k_{AH} uzyskanego z danych analizy granulometrycznej; dolina Parsęty.

Fig. 10 Comparison of empirical dependence of specific resistivity ρ_x in a water-bearing series upon the coefficient of water permeability k_{AH} obtained from the data of granulometric analysis; Parsęta River valley.

ze względu na stosunkowo małą liczbę punktów pomiarowych jest trudna do określenia. Jednak z przebiegu uzyskanych krzywych można sądzić, iż w przybliżeniu będzie ona odpowiadała następującej funkcji hiperbolicznej:

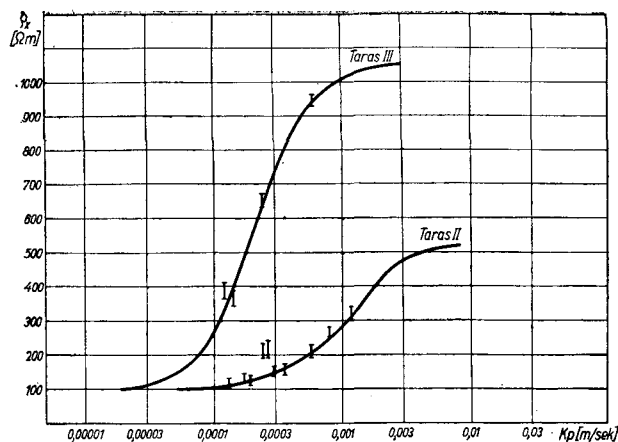
$$\rho_x = A + Btgh(C \cdot k)$$

gdzie: ρ_x oporność właściwa poziomu wodonośnego w Ωm uzyskana z interpretacji krzywych PSE, k współczynnik wodoprzepuszczalności, uzyskany bądź z próbnego pompowania, bądź z analiz granulometrycznych, A , B , C — stałe charakterystyczne dla danej jednostki hydrogeologicznej.

Jak wynika z innych doświadczeń w przeciętnych warunkach (najczęściej spotykanych na Niżu Polskim) wartość stałej A określającej położenie dolnej asymptoty krzywej może wahać się w granicach 60–120 Ωm , wartość $(A + B)$ określająca położenie górnej asymptoty krzywej przeważnie waha się w granicach 250–1500 Ωm , natomiast wartość stałej C może się zmieniać w znacznym przedziale wartości, trudnym do określenia (w przypadku uzyskanych wyników zmieniała się od 500 do 1450).

2. W obu przypadkach zależności $\rho_x = f(k)$ uzyskano przy spełnieniu warunku jednoznaczności lub prawie jednoznaczności określenia z krzywych PSE wartości oporności właściwej danego poziomu wodonośnego. Jak wiadomo warunek taki jest spełniony (1) w przypadku, gdy warstwa wodonośna jest w miarę jednorodna, niepoprzewarstwiana utworami nieprzepuszczalnymi, takimi, jak: pyły, ropy, gliny, bądź też miąższość i poziome rozprzestrzenienie tych przewarstw jest tak małe w stosunku do miąższości oraz rozprzestrzenienia warstwy wodonośnej, że nie wpływają one w decydujący sposób na średnią wielkość współczynnika wodoprzepuszczalności i oporności właściwej (2), gdy miąższość poziomu wodonośnego jest co najmniej równa miąższości nadkładu (3) lub gdy istnieje wyraźny kontrast oporowy między poziomem wodonośnym a jego nadkładem oraz podłożem (4), gdy strop i spąg poziomu wodonośnego ma przebieg zbliżony do horyzontalnego. Innymi słowy warunek jednoznaczności określenia krzywej PSE oporności właściwej danego poziomu wodonośnego jest spełniony wówczas, gdy istnieje wyraźne rozwarstwienie w stropie i spągu badanego poziomu, gdy jest możliwe traktowanie go jako warstwy geoelektrycznie izotropowej lub prawie izotropowej, przy niewystępowaniu utajeń oraz przy zachowaniu warunku prawie horyzontalnego ułożenia warstw.

Konieczność spełnienia tych warunków ogranicza możliwość szerokiego zastosowania metody propo-



Ryc. 11. Wykres empirycznej zależności oporności właściwej ρ_x warstwy wodonośnej od współczynnika wodoprzepuszczalności k_p uzyskanego z danych próbnego pompowania; dolina Parsęty.

Fig. 11. Diagram of empirical dependence of specific resistance ρ_x in a water-bearing series upon the coefficient of water permeability k_p obtained from the test pumping results; Parsęta River valley.

nowanej przez Thielego, szczególnie na obszarach charakteryzujących się skomplikowaną tektoniką, na przykład strefy zaburzeń glacictonicznych. Największe możliwości zastosowania tej metody wiążą się z jednostkami hydrogeologicznymi typu dolinowego lub pradolinowego, które cechuje duże nagromadzenie utworów wodonośnych i stosunkowo małe komplikacje budowy przestrzennej.

3. Uzyskane wyniki charakteryzuje pewien rozrzut wynikający ze stosunkowo małej dokładności wyznaczenia wartości ρ_x dla danej studni. Wydaje się jednak, że przy zastosowaniu doskonalszej techniki prowadzenia prac polowych i interpretacyjnych dokładność określenia wartości ρ_x można znacznie zwiększyć.

4. Jak wspomniano metoda proponowana przez Thielego i częściowo potwierdzona naszymi wynikami może dać bardzo poważne korzyści praktyczne, stwierdzając możliwość sporządzania map hydrogeologicznych współczynnika wodoprzepuszczalności na podstawie stosunkowo tanich badań elektrooporowych i niewielkiej ilości wierceń badawczych. A to stanowiłoby znaczne rozszerzenie zakresu stosowalności metody elektrooporowej do badań hydrogeologicznych. Szczególnie zastosowanie metoda ta może znaleźć przy prowadzeniu wstępnego rozpoznania hydrogeologicznego obszarów, lokalizacji budowli wodnych lub projektowanej budowy dużych ujęć wód podziemnych.

Oczywiście, że metody tej nie można traktować jako uniwersalnej, mogącej wyeliminować tradycyjne metody badań hydrogeologicznych, np. próbnego pompowania. Metoda ta jako typowo empiryczna ma ograniczone możliwości szerokiego zastosowania; wymaga każdorazowego określania zakresu jej stosowalności, który może być różny dla różnych terenów i warunków hydrogeologicznych, i to zarówno pod względem charakteru funkcji $\rho_x = f(k)$, rozrzutu wyników, jak i wielkości obszaru, na którym funkcja ta zachowuje swój charakter.

W warunkach korzystnych zastosowanie tej metody może dać jednak bardzo poważne efekty merytoryczne i ekonomiczne, wyrażające się możliwością znacznego zmniejszenia ilości wierceń badawczych koniecznych do wykonania na etapie wstępnego rozpoznania hydrogeologicznego badanego terenu.

5. Stwierdzenie stosunkowo prostej zależności między opornością właściwą utworów wodonośnych

a współczynnikiem wodoprzepuszczalności dla wartości k powyżej $1 \cdot 10^{-4}$ m/sek i Q_x powyżej 60–100 omm w znacznym stopniu ugruntowuje *tkz* kryterium oporowe używane przy interpretacji hydrogeologicznej wyników badań elektrooporowych, stosowanych na Niżu Polskim do poszukiwania i rozpoznawania wód podziemnych w utworach czwartorzędowych (6). Kryterium to oparte jest na założeniu, że w przeciętnych warunkach (oporność właściwa wód podziemnych w granicach 20–50 omm) spotykanych w utworach czwartorzędowych, utwory wodonośne na krzywych PSE zaznaczają się jako warstwy wysokooporowe o opornościach właściwych przeciętnie powyżej 60–150 omm. Przeciętnie oporności właściwe utworów nieprzepuszczalnych takich, jak: iły, mułki, pyły, gliny zwałowe są w takich warunkach niższe od 60–80 omm.

SUMMARY

The article presents the results of experimental works, the purpose of which was to control the principles of Theile's method from 1952. These works have been made within the areas of the terraces of both the Warta and the Parsęta Rivers. As a result of these works the Theile's principles have been confirmed and a fact has been ascertained that mathematic form of relation between the specific resistivity φ of the water-bearing series taken into consideration (interpretation of PSE curves) and the water-permeability coefficient k_p (test pumping), take the following shape:

$$\varphi_x = A + B \operatorname{tgh} (C \cdot k_p)$$

In the case of the areas here considered the values of the constants A , B , C changed within the boundary A -60-100, B -210-420, C -500-1450.

LITERATURA

1. Dachnow W. N. — Elektrieskaja razwiedka nieftiannyh i gazowych miestorożdienii. Gostoptiechizdat, Moskwa 1954.
2. Heiland C. A. — Geophysical Exploration. New York 1941.
3. Kalienow E. N. — Interpretacija kriwych wiertikalnogo elektrieskogo zondirowanija. Gostoptiechizdat, Moskwa 1957.
4. Kobranowa W. N. — Fiziceskije swojstwa gornych porod. Gostoptiechizdat, Moskwa 1962.
5. Szymanko J. — Problematyka zastosowania metody elektrooporowej do poszukiwań wód gruntowych. Wyd. „Prasa” ZSL. Warszawa 1963.
6. Szymanko J. — Metodyka i zasady stosowania badań geoelektrycznych do poszukiwania wód podziemnych. Spraw. z prac 1964. Archiwum Katedry Hydrogeologii U.W.
7. Thiele H. — Geoelektrik in der Wassererschließung. Teil. I. Die Wassererschließung, Teil II. Essen 1952.

РЕЗЮМЕ

В статье представлены результаты экспериментальных работ, целью которых была проверка основ метода Тейле (1952). Работы проводились на террасах рек Варта и Парсента. Итоги работ подтвердили основы этого метода, причем констатируется, что математическая форма зависимости между удельным сопротивлением данного водоносного слоя (определенным путем интерпретации данных электроразведки) и коэффициентом водопроницаемости k_p (определенным опытной откачкой) имеет следующий общий вид:

$$\varphi_x = A + B \operatorname{tgh} (C \cdot k_p)$$

В исследованных районах величины постоянных A , B , C колебались в пределах: A — 60—100, B — 210—420, C — 500—1450.