

GEOFIZYKA A POSZUKIWANIA WODY

O MAWIAJĄC METODY GEOELEKTRYCZNE w zastosowaniu do poszukiwań wody* rozpatrzmy technikę prospekcji. Czytelnik zechce wziąć pod uwagę, że szczegółowo zostanie omówiona tylko jedna metoda, rzadko stosowana w Polsce, i kilka przykładów; już klasycznych, mało znanych młodym geofizykom. Nie zostały tu przytoczone przykłady prac i metody stosowane w ZSRR oraz w krajach Europy wschodniej. Jest znane, że prace geofizyczne w ogólności i geoelektryczne w szczególności są bardzo zaawansowane w ZSRR. Ponieważ czytelnik polski ma do swej dyspozycji całą literaturę radziecką, dotyczącą tego przedmiotu, ograniczamy się do przytoczenia tylko kilku przykładów prac wykonanych na zachodzie. Metody geoelektryczne w zastosowaniu do poszukiwań wody można podzielić na dwie części lub grupy (A i B).

A) Poszukiwanie wody w obszarze, gdzie znajdują się otwory wiertnicze. Chcę przez to powiedzieć, że teren prospekcji jest dość dobrze geologicznie poznany. Pozostaje tylko rozpoznać, gdzie występuje woda słodka, jaka jest miąższość, upad, przepuszczalność i porowatość warstwy wodonośnej oraz jaki jest stopień mineralizacji wody, jednym słowem należy rozpoznać jakość i ilość wody. Pozwolę sobie przytoczyć przykład z pracy R. R. Priddy, dotyczący rozpoznania

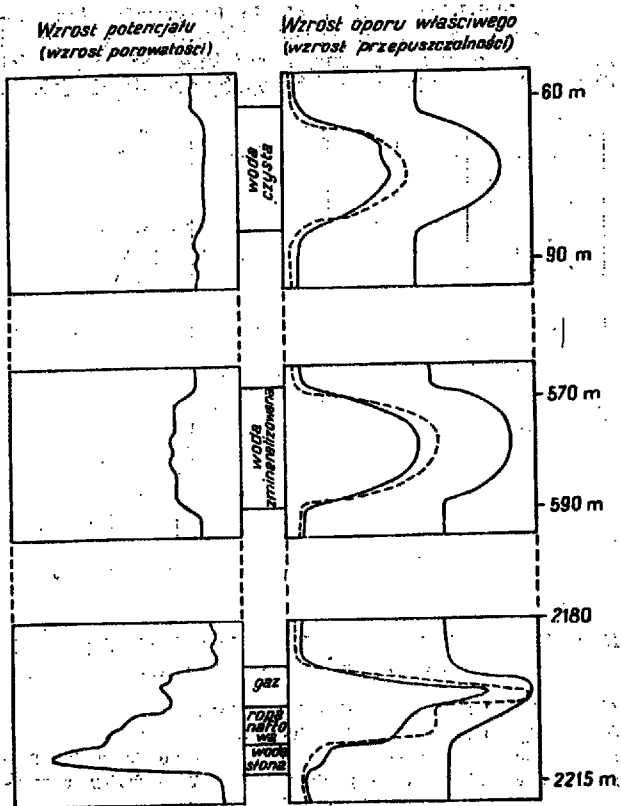
nia warstw piaszczystych zawierających wodę pitną. Na ryc. 1 pokazano pionowy przekrój otworu wiertniczego i cztery krzywe 1, 2, 3 i 4 w trzech partiach I, II i III.

Krzywa 1 jest krzywą PS, przedstawiającą w przybliżeniu stopień porowatości podłoża. Krzywe 2, 3 i 4 są krzywymi oporu elektrycznego, które m. in. dają nam pogląd na przepuszczalność warstw. Jak już zauważyliśmy, duża porowatość i duża przepuszczalność są zawsze pożądane tak dla osadów wodonośnych, jak i dla osadów naftonośnych. Krzywa 2 jest krzywą oporu pomierzonego sondą potencjałową i obejmującą przenikanie prądu elektrycznego od 0,9 do 1 m głębokości otworu (przybliżona granica filtracji płuczki wiertniczej). Krzywe 3 i 4 przedstawiają krzywe oporu płuczki w zasięgu prądu około 1,8 do 3 m głębokości otworu wiertniczego, tzn. 0,9 do 2,1 m od granicy przenikania płuczki wiertniczej w nie naruszonych partiach podłoża.

W pierwszej części (I) mamy do czynienia z osadami z wodą słodką o miąższości około 22,5 m, tzn. od głębokości 61 do 83,5 m. Priddy podaje, iż rzuca się w oczy, że ility warstwowane mają bardzo niską PS, słaby opór elektryczny i cechują się małą porowatością (efektywną) oraz małą przepuszczalnością. Przeciwnie, piaski z wodą słodką mają PS jeszcze niższą, lecz opór wysoki.

Wygięcie krzywej PS charakteryzuje wodę mniej lub bardziej czystą. Woda czysta nie jest dobrym przewodnikiem i obniża skuteczność działania płucz-

* Część I artykułu pod tym samym tytułem ukazała się w nr 11/56 „Przeglądu Geologicznego” (red.)



Ryc. 1 — hipotetyczny profil elektryczny

ki wiertniczej jako elektrolitu. Można powiedzieć również, że stopień wypukłości krzywej PS ilustruje stopień czystości wody podziemnej. Między 568 i 590 m głębokości mamy do czynienia z wodą słoną, w nowej warstwie piasku między łami warstwowymi krzywa PS staje się wklęsła, co wskazuje na stopień mineralizacji wody. Widać, że krzywe 2, 3 i 4 są mniej więcej podobne jak w przypadku części I. Oznacza to, że przepuszczalność jest tu prawie taka sama jak w pierwszym przykładzie.

Między 2190 i 2212 m głębokości znajdujemy warstwę piasku roponośnego wśród ilów warstwowanych. Na krzywych łatwo dostrzega się obecność gazu, nafty i wody słonej. Obecność gazu powoduje, że PS jest wyniesione i opór elektryczny bardzo wysoki. Na obecność nafty wskazuje bardziej wyniesione PS i mniejszy opór. Woda słona powoduje bardzo wyniesione PS i bardzo niski opór. Widać łatwo granicę gaz-ropa i granicę nafta-woda słona.

Tak więc poprzez profilowanie elektryczne dochodzi się do określania miąższości, porowatości, przepuszczalności i ilości płynu zawartego w warstwach, jak również do znajomości wielu innych własności, które nie wchodzą w ramy tego artykułu (np. upad warstw, zmiana faktycznej średnicy otworu z głębokością, odchylenie od pionu osi otworu itp.).

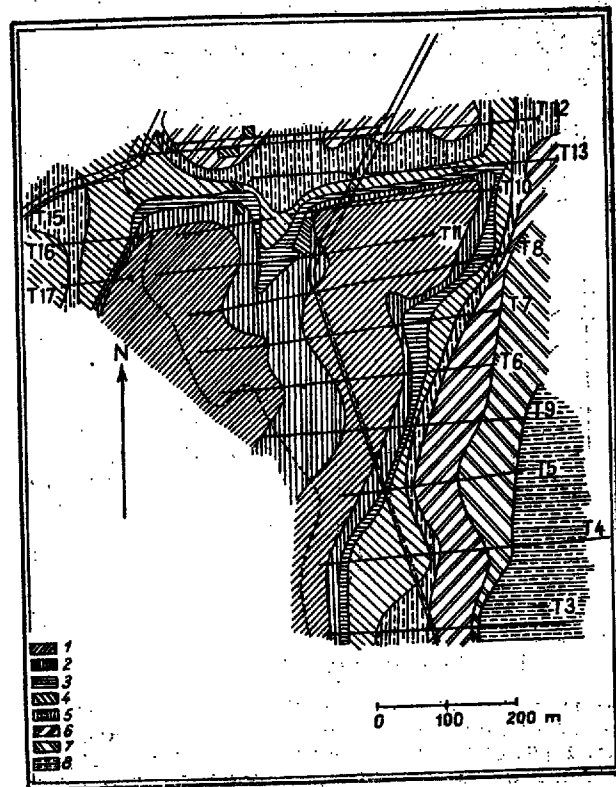
B) Poszukiwanie wody na obszarach bez otworów wiertniczych. Na samym wstępie należy zaznaczyć, że poziom wody podziemnej nie jest prawie nigdy poziomym zdecydowanym. Nie możemy dokładnie odróżnić powierzchni wilgotnej od poziomu wolnej wody. Jeśli to możliwe, należy rozpoczynać geoelektryczne prace poszukiwawcze od miejsc najlepiej geologicznie rozpoznanych uprzednim wierceniem. Poniżej podamy kilka obecnie stosowanych metod i typowych przykładów.

1. Metoda zdjęć potencjalnego. Metoda ta jest już dobrze poznana nie tylko w zastosowaniu do poszukiwań wody, ponieważ stosowało się ją i stosuje często do rozwiązywania różnych problemów geologicznych i hydrogeologicznych, ale również i do problemów inżynierskich. Wy-

korzystuje się tu deformacje powierzchni i linii ekwipotencjalnych do określenia interesującej strefy.

2. Metoda sondowań elektrycznych. Metoda ta jest dobrze poznana pod każdym względem. Nie będzie jednak zbyt dobrze powiedzieć o niej kilka słów. Krzywe oporu z sondowań elektrycznych dają nam często bardzo interesujące wskazania i bardzo dokładne w rejonach hydrogeologicznie rozpoznanych co do wody, jej występowania i jakości. Na przykład przebiegi krzywych oznaczają często poziom wody w podziemiu, a absolutne wartości oporu (rzeczywisty opór właściwy) dają nam pogląd na stopień zasolenia wody. Jeżeli opór niski, to wówczas można powiedzieć, iż w wodzie jest duża zawartość soli lub że woda jest zmineralizowana. W rejonach suchych, w których mamy do czynienia z kilkoma rodzajami wody i kilkoma warstwami wody, krzywe oporu pozwalają nam określić, gdzie znajduje się woda najmniej słona. Jest to bardzo ważne dla rejonów suchych, np. nad brzegami morza. Często, gdy przebieg krzywej sondowania elektrycznego jest spokojny i regularny, gdy opór nie spada i gdy nie widzi się gwałtownych zmian w przebiegu krzywej, można wnosić, że prawdopodobnie występuje woda słodka. To rozumowanie jest ważne (jak to zauważymy) tylko dla obszarów hydrogeologicznie rozpoznanych.

Kelly, sumując krzywe Wennera, dochodzi do określenia poziomu wody podziemnej. Ponieważ praca ta jest przetłumaczona na język polski, czytelnik zechce zapoznać się z nią w „Gospodarce Wodnej” nr 1, Warszawa 1953 albo z kompilacyjnym przekładem E. Bronowskiej pod tytułem „Zastosowanie metody elektrooporowej do zagadnień wodnych”, Archiwum Rękopisów IG.



Ryc. 2 — mapa oporu

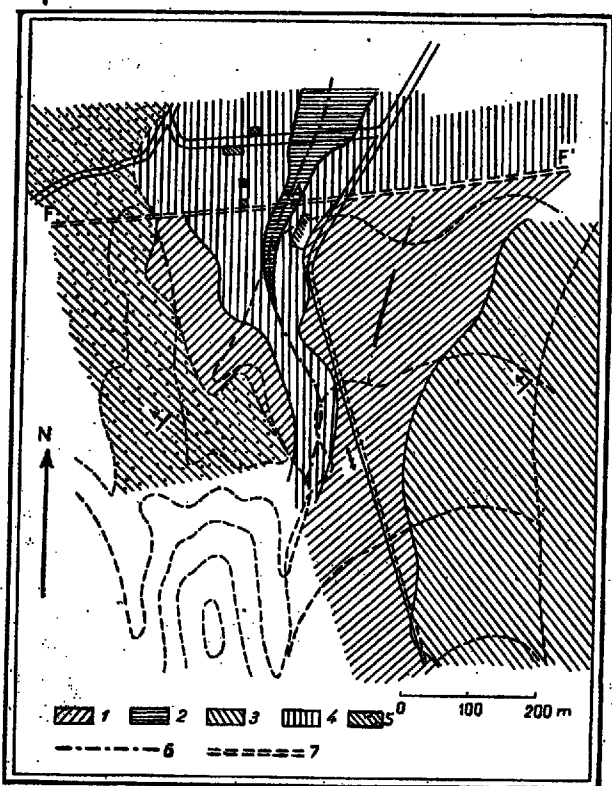
1 — opór poniżej 20 Ω m, 2 — opór zawarty między 20 i 25 Ω m, 3 — opór zawarty między 25 i 30 Ω m, 4 — opór zawarty między 30 i 40 Ω m, 5 — opór zawarty między 40 i 60 Ω m, 6 — opór zawarty między 60 i 80 Ω m, 7 — opór zawarty między 80 i 100 Ω m, 8 — opór powyżej 100 Ω m.

W pewnych przypadkach metoda oporu pozornego daje nam wiadomości dokładne odnośnie do problemów hydrogeologicznych.

Typowym tego przykładem jest już klasyczna praca Ceccaty'ego i Jabiola, dotycząca poszukiwania łożyska podziemnego strumienia. Praca została wykonana w Algierze. Ryc. 2 przedstawia mapę oporu ustaloną na podstawie pomiarów geoelektrycznych klasyczną metodą Schlumbergera.

Geologia terenu w skrócie przedstawia się następująco. Schodząca dolina rozwija się w trójkątą równinę między grzbietami zbudowanymi z marglisto-wapiennego kompleksu senonu. Równina jest całkowicie przykryta aluwiami. Zamierzano znaleźć na niej miejsce najdogodniejsze do założenia studni. Wiedzianno, że wody deszczowe, spływając po marglach u podłoża aluwiiów, tworzą strumień podziemny, zgodny z kierunkiem spadku łożyska w zasypanej dolinie. Pomiaru geoelektryczne wykazały, że istnieje wyraźna różnica między oporem aluwiiów i oporem margli. Wynika z tego, że łożysko powinno się zaznaczać otaczającym wałem wysokiego oporu.

Na mapie oporowej również można zobaczyć, że strefy o niskim oporze są gwałtownie ograniczone (linia F-F). Wskazuje to, że mamy do czynienia z poprzecznym uskokiem. Można więc było narysować mapę geologiczną zgodnie z tym, co zamierzamy powiedzieć (geologia i pomiary geologiczne — ryc. 3). Co się tyczy lokalizacji studni, to należy wybrać i oznaczyć na osi łożyska punkt, położony nieco w

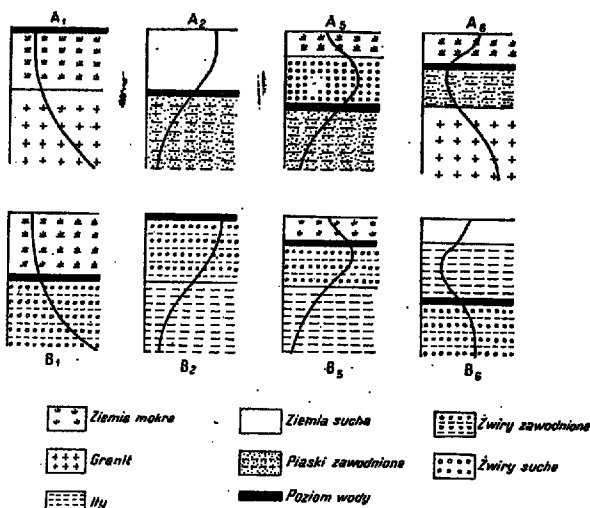


Ryc. 3 — mapa wyinterpretowana.

1 — marglisto-wapienny kompleks senoński, 2 — aluwia, 3 — grube ławy wapieni senońskich, 4 — aluwia czwartorzędowe i pliocenckie, 5 — margiel senoński i margle przekształcone w czwartorzędzie, 6 — oś łożyska, 7 — uskoki.

górze od uskoku. Woda potoku, płynąca zgodnie z łożyskiem i w następstwie przepływająca przez uskoki, powoduje powstanie źródła podziemnego, którego wody na północy rozplývają się w aluwiiach. Ryciny 2 i 3 obrazują przykład interpretacji mapy oporowej dla rozwiązania problemu hydrogeologicznego (de Ceccaty i Jabiol).

Jak widzieliśmy, interpretacja krzywych otrzymanych z pionowych sondowań elektrycznych (wykres krzywych oporu pozornego zależnie od odległości elektrod) pozwala określić występowanie i jakość



Ryc. 4 — kształt krzywych sondowań elektrycznych odniesionych do 2 i 3 warstw.

A₁, A₂, B₁ i B₂: przykłady dwóch warstw.

A₃, A₄, B₃ i B₄: " trzech "

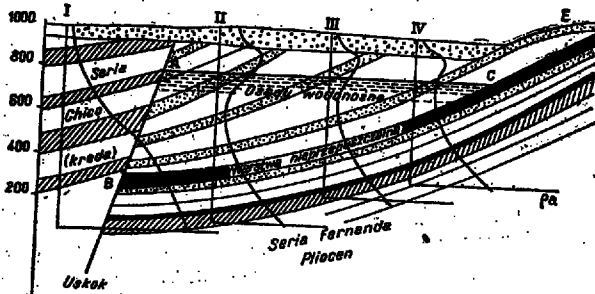
1 — ziemia mokra, 2 — granit, 3 — ilły, 4 — ziemia sucha, 5 — piaski zawadnione, 6 — poziom wody, 7 — żwiry zawadnione, 8 — żwiry suche.

wody oraz wielkość osadów wodonośnych. Heiland na bazie doświadczeń rozklasyfikował formacje geologiczne na pewną liczbę typów. Na wstępie wyróżnił on dwie grupy formacji:

A — ośrodki zawierające wodę — dobre przewodniki,
B — " " " — złe przewodniki.

Ryc. 4 obrazuje kształt krzywych pionowych sondowań elektrycznych w odniesieniu do dwóch i trzech warstw. Klasyfikacja została wykonana wg rzędu wielkości oporów każdego poziomu tych formacji.

W praktyce najczęściej spotykamy krzywe typu A₅. Należy tu przytoczyć interesujący przykład. Chodzi o klasyczną pracę Jakoskiego w dolinie San Fernando w Kalifornii (ryc. 5).



Ryc. 5 — sondowanie elektryczne w dolinie San Fernando w Kalifornii wg Jakoskiego.

Podłoże, zamaskowane warstwą aluwiiów o grubości około 25 m, obejmuje w partii wschodniej badanego rejonu warstw pliocenckie serii Fernando i w partii zachodniej serię warstw kredowych formacji Chico. Duży uskoki (A-B) rozdziela te dwie serie. Warstwy kredowe nie zawierają wody, przeciwnie pliocen aż do nieprzepuszczalnego poziomu (B-C), dość głębokiego, tworzy duży zbiornik wody (osady wodonośne ABC). Te warunki hydrogeologiczne doskonale wyjaśniają kształt profili oporowych I, II, III i IV. Pro-

file II, III i IV są typu A₅ Heilanda z maksimum oporu na głębokości nieco mniejszej od poziomu osadów wodonosnych. To maksimum oporu jest związane z czwartorzędem i z wychodniami warstw Fernando. Spadek oporu odpowiada osadom wodonosnym, a jego wzrost, jaki się obserwuje na końcu krzywych, jest spowodowany obecnością w głębokości warstwy nieprzepuszczalnej, przewarstwiającej serię Fernando. Minimum oporu jest dlatego o tyle bardziej rozpostarte, że warstwa ta leży głębiej (w sondowaniu II). Porównanie 3 sondowań pozwala więc jednocześnie określić upad warstw. Przeciwnie, profil oporu I jest zupełnie inny: opór wzrasta bez przejścia przez maksimum. Widoczny punkt przegięcia na krzywej jest spowodowany tym, że poczynając od pewnej głębokości, warstwy zawadnione trójkąta wodonosnego ABC, położonego na wschód od uskoku, wpływają częściowo na średnią wielkość oporu skiby ziemi, badanej sondowaniem I.

Pewne próby dotyczące sprawdzenia metod pionowego sondażu elektrycznego. Linia wzgórz Ville jest równoległa do Renu na zachód od Kolonii. W terenie znajdują się liczne otwory wiertnicze. Na tym terenie w rejonie występowania węgla brunatnych Stern dla sprawdzenia metody sondowań elektrycznych porównał z geologią w sposób interesujący rezultaty pomiarów (krzywe oporu pozornego). Geologia tego terenu od góry w dół jest następująca: warstwa piasków, ilów i żwirów, tworząca główny taras Renu (formacja należąca częściowo do górnego trzeciorzędu i częściowo do starego czwartorzędu) spoczywa na potężnej warstwie węgla brunatnych.

Na ryc. 6/I widoczne są wyraźnie punkty maksimum i minimum krzywej sondowania elektrycznego, odpowiadające powierzchni rozdziału żwir-węgiel brunatny i węgla brunatny-żwir. Można wnioskować, że: 1 — opór węgla brunatnych jest niski w stosunku do oporu tarasu;

2 — w punktach maksimum i minimum krzywej głębokość „h” stropu i spagu węgla brunatnego odpowiada dokładnie odległości elektrod „a” w układzie Wennera. Można więc zastąpić na osi rzędnych na diagramach, odległość elektrod „a” w metrach, przez głębokość „h” w metrach.

3 — Nieregularności, jakie się widzi na krzywej, gwałtowne obniżenie oporu pozornego na głębokościach 50 i 108 m odpowiadają źródłom wody rozpoznany na odpowiednich głębokościach.

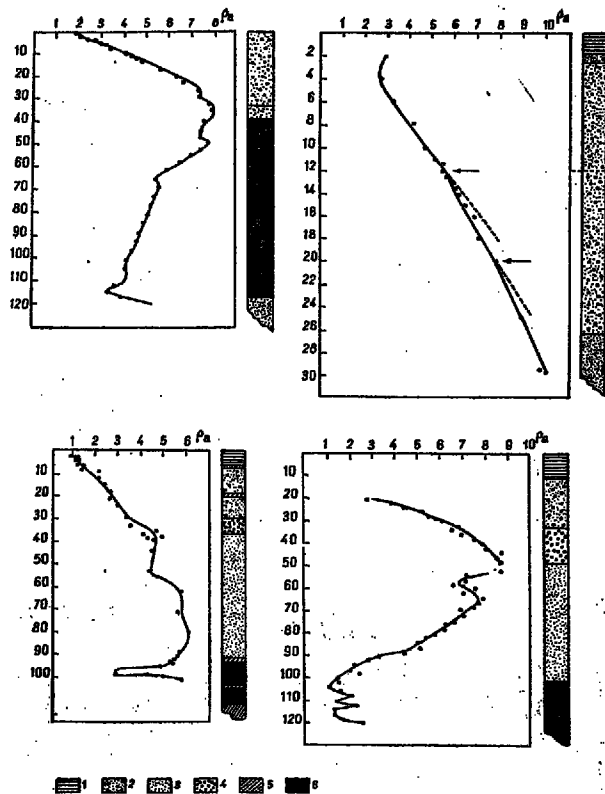
Ryc. 6/II obrazuje nam bardzo interesujący przypadek. Przegięcia zaznaczone na krzywej odpowiadają dwóm poziomom wody. Bardzo interesujący jest fakt, że obserwujemy w całości opór pozorny stale wzrastający (ponieważ krzywa podnosi się), chociaż mamy do czynienia z osadami wodonosnymi. Wskazuje to, iż nie należy koniecznie szukać wody (jak to się zwykle czyni) w punktach, gdzie występują partie minimum krzywych sondowań elektrycznych.

Ryciny 6/III i 6/IV przedstawiają rezultaty sondowań elektrycznych wykonanych przez Sterna na średnim tarasie Renu. Mamy tu do czynienia z naprzemianległymi warstwami żwirów, otoczek, piasków i ilów, częściowo wieku czwartorzędowego a częściowo trzeciorzędowego. Formacja ta przykrywa złoża węgla brunatnego. Z analizy krzywych oporu pozornego wynika, że:

1 — Na głębokości 35 m (ryc. 6/III) i 48 m (ryc. 6/IV) zaznaczają się gwałtowne zmiany na krzywych. Zmiany te odpowiadają dokładnie powierzchni nieciągłości albo prośniej powierzchni rozdziału: piaski drobnoziarniste — grube żwiry. Stern powiada, że piaski drobnoziarniste tworzą zbiornik wody, która po prze-filtrowaniu się w grubych żwirach zbiera się w piaskach.

2 — Opór wzrasta następnie na nowo, co odpowiada postępującemu osuszeniu piasku pod osadami wodnymi.

3 — Przy 65 m głębokości widać nową zmianę oporu, który gwałtownie obróży się, poczynając od 90 m.



Ryc. 6 — sondowanie elektryczne niskiego i średniego tarasu Renu wg Sterna.

I — sondowanie elektryczne: wpływ warstwy wilgotnej węgla brunatnego, II — sondowanie elektryczne: dwa punkty przegięcia, odpowiadające dwóm poziomom wody (niski taras Renu), III — sondowanie elektryczne poprzez średni taras Renu, IV — sondowanie elektryczne poprzez średni taras Renu. 1 — glina, 2 — glazik i grube glaziki (otoczki), 3 — piaski i piaski drcbne, 4 — żwiry, 5 — ily, 6 — węgiel brunatny.

Powoduje to prawdopodobnie obecność nowego poziomu wody nad nieprzepuszczalnymi ilami stropu złoża węgla brunatnego, ponieważ nie widzi się żadnej zmiany facji w odnośnych przekrojach geologicznych. Później sprawdzono, że te osady wodonosne w istocie występowały, a woda z nich wypływająca pobocznie z grzbietu Ville łączyła się wprost z wodami Renu.

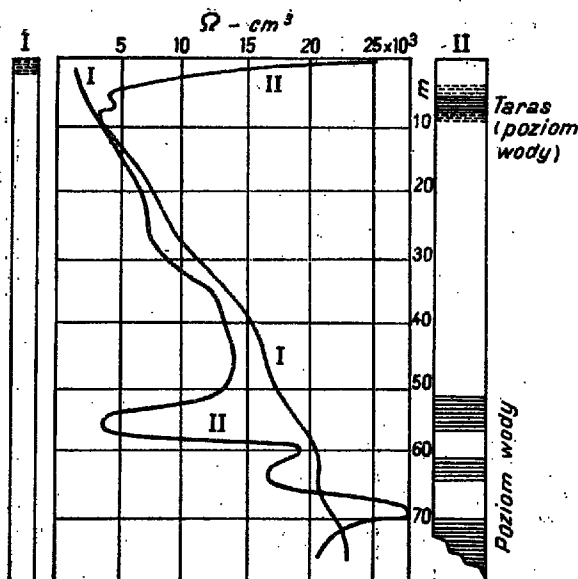
Przytoczyliśmy krótko tylko kilka przykładów prac Sterna. Geoelektryk poszukujący wody zechce dobrze zapoznać się w tym przedmiocie z interesującymi pracami W. Sterna (patrz literatura).

Kras i badania hydrogeologiczne. Stern i Löhnberg znaleźli rozwiązanie zjawiska krasu, które od dłuższego czasu intrygowało geografów. W tym celu zastosowali oni metodę sondowania elektrycznego dla prospekcji typowej depresji zamkniętej „Polje” Zirknitza. Rothé pisze w tym przedmiocie, iż sondowania elektryczne wykazały, że podłoże „Polje” dzieli się na dwie części:

1 — strefa nieprzepuszczalna, gdzie opór wskutek wilgotności powierzchniowej początkowo niski (2000 Ω cm) wzrasta następnie stale. Ryc. 7 krzywa I;

2 — strefa tarasów, gdzie opór wysoki na powierzchni (20 000 Ω cm) następnie maleje gwałtownie i spada do 2000 Ω cm na głębokości od 5 do 10 m; następnie wzrasta na nowo, ulegając pewnym wahaniom (ryc. 7, krzywa II).

Dalszy spadek oporu jest spowodowany poziomem wody, zmagazynowanej w gruboziarnistym materiale tarasu (żwiry i otoczki). Wahania oporu na większych głębokościach są spowodowane niższym poziomem wody krasowej. Sternowi i Löhnbergowi udało się przedśledzić pomiarami elektrycznymi wznoszenie się poziomu wody w wyższej partii tarasu, po okre-



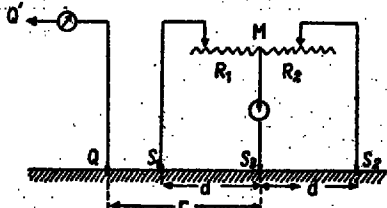
Ryc. 7 — układ poziomów wód w krasiu wg Sterna i Löhnberga.

sie deszczów, i dzięki temu mogli także wyjaśnić nagły wylew wody z głębi „Polje“, skoro poziom wody w tarasie osiągnął strop podłoża. Woda gromadzi się wówczas na tej nieprzepuszczalnej powierzchni i dwie trzecie „Polje“ tworzy jezioro, które przez część roku nie ustępuje. Proste pomiary elektryczne doprowadziły do wyjaśnienia zagnatwanego zjawiska.

Szczegółowe rezultaty prac Sterna i Löhnberga są opublikowane w bardzo interesującym memoriale który można by zalecić geografom, morfologom i hydrologom.

Sondowanie elektryczne w rejonach suchych. Przy poszukiwaniu wody w rejonach suchych można zastosować kilka metod geoelektrycznych m. in. metodę sondowania elektrycznego prądem stałym. Geofizycy są jednomyślni co do uznawania trudności pomiarów elektrycznych w rejonach suchych. W Polsce nie znajdujemy podobnych problemów i dlatego nie rozpatruje się bliżej tego przedmiotu w tym artykule. W tej dziedzinie prace J. Königsbergera, A. B. Edge, T. H. Laby i F. W. Lee itd. są godne polecenia.

Poszukiwanie wody metodą ilorazu potencjału (wg Delssyera — metodą normalnego stosunku napięć). Mierzy się stosunek dwóch spadków potencjału wzdłuż profilu. Rozkład potencjału w polu eksploracji może nam dać wskazania jakościowe i ilościowe. Według moich wiadomości, metody tej nie stosowano dotychczas przemysłowo w Polsce i dlatego pozwalam sobie wejść nieco w szczegóły.



Ryc. 8 — układ elektrod wg metody RACOM.

Metoda RACOM. Nazwa ta jest utworzona z pierwszych liter słowa „ratio“ (tzn. stosunek) i „compensator“. Jest to rodzaj krótkiego czułego mostku o specjalnym układzie do szybkiego otrzymywania wartości stosunków różnic potencjałów, dostosowanego do geoelektrycznych pomiarów polowych. Jest to układ Th. Zuschlaga do zastosowania szwedzkiej metody H. Lundberga. Ryc. 8 obrazuje układ elektrod wed-

ług metody Racom. Q i Q' są elektrodami prądowymi. Elektroda Q' jest bardzo oddalona i wpływ jej praktycznie jest wyeliminowany. Pomiarowe elektrody S₁ i S₂ są dołączone szeregowo do dwóch zmierzonych oporów R₁ i R₂. Jeżeli galwanometr między M i S₃ jest na zerze, to znaczy, że punkt M ma ten sam potencjał co S₃ oraz jeżeli „i“ jest w tej chwili natężeniem prądu przepływającego przez R₁ i R₂ to można napisać:

$$i R_1 = i R_2$$

Przypuśćmy, że \bar{R}_1 i \bar{R}_2 są oporami kontaktowymi sond S₁ i S₂, to otrzyma się wówczas:

$$\Delta_{1j} = V(S_1) - (S_2)$$

$$\delta = \frac{\Delta_{13}}{\Delta_{32}} = \frac{\bar{R}_1 + R_1}{\bar{R}_2 + R_2}$$

Zastępując R₁ przez R'₁ i R₂ przez R'₂ (zmieniając prąd i) otrzyma się:

$$\delta = \frac{\Delta_{13}}{\Delta_{32}} = \frac{\bar{R}_1 + R'_1}{\bar{R}_2 + R'_2} = \frac{\bar{R}_1 + R_1}{\bar{R}_2 + R_2} = \frac{R'_1 - R_1}{R'_2 - R_2}$$

W przypadku półprzestrzeni jednorodnej otrzyma się:

$$V(S_1) \cong \frac{\rho J}{2\pi(r-d)}$$

$$V(S_2) \cong \frac{\rho J}{2\pi(r+d)}$$

$$V(S_3) \cong \frac{\rho J}{2\pi r}$$

a także

$$\delta = \frac{\Delta_{13}}{\Delta_{32}} \cong \frac{\frac{\rho J}{2\pi(r-d)} - \frac{\rho J}{2\pi r}}{\frac{\rho J}{2\pi r} - \frac{\rho J}{2\pi(r+d)}} = \frac{r+d}{r-d}$$

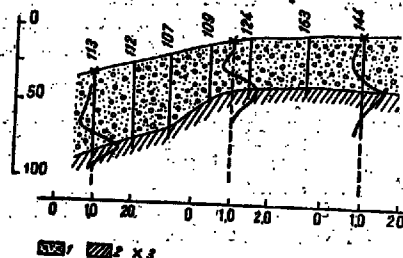
albo jeszcze

$$\frac{R'_1 - R_1}{R'_2 - R_2} \cong \frac{r+d}{r-d}$$

Wyrażenie $\frac{R'_1 - R_1}{R'_2 - R_2} \cong \frac{r+d}{r-d}$, które jest jedynie

złożone z wartości dających się pomierzyć, jest równe dla podłoża jednorodnego. Będzie ono różne od 1, gdy podłoże jest niejednorodne. Metoda Racom jest z powodzeniem używana do poszukiwań hydrogeologicznych i do prac inżynierskich.

Na ryc. 9 pokazano bardzo typowy przykład, wykonany przez Lundberga i Zuschlaga w okolicach Buchanu na Nowej Ziemi. Chodziło o oznaczenie skalistego podłoża, przykrytego morenami. Krzywe wskazują, że δ jest na początku niższe od 1, wzrasta następnie aż do 2, potem zaś spada. Wynika z tego, że najpierw występuje warstwa wysokooporowa, a potem formacja o mniejszym oporze i w końcu znów warstwa o wysokim oporze. Interpretacja geologiczna



Ryc. 9 — oznaczenie podłoża skalistego pod przykryciem morenowym.

1 — morena i eratyki, 2 — podłoże skaliste, 3 — stacje sondowań elektrycznych.

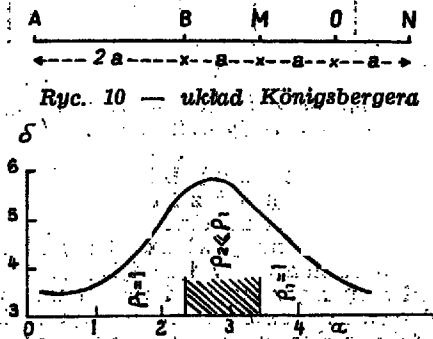
wygląda tak: warstwą wysokooporową jest sucha morena. Formacja o oporze mniejszym jest także morena, zawodniona w głębi, gdzie tworzy ona osady wodonośne. W końcu druga warstwa o wysokim oporze jest podłoże skaliste. Wiercenie mechaniczne doskonale potwierdziło tę interpretację.

Ogólnie obserwuje się na krzywych, pomierzonych metodą Racom, bardzo wyraźne efekty, jeśli chodzi o poszukiwania żył kruszonośnych, uskoków, osadów wodonośnych, naftonośnych itd. Również przewodnictwo lepsze albo gorsze (warstwa wody, warstwa ropy albo warstwy pierwotne) wywołuje znaczną anomalię na krzywej. Grubość warstwy jest zaznaczona przez rozmiar anomalii na krzywej pomierzonej, ponieważ rozmiar ten jest funkcją grubości warstwy. W ten sposób dochodzi się do określenia głębokości powierzchni nieciągłości. Jednak należy zaznaczyć, iż liczbowe wartości stosunku między miąższością a rozwarciem anomalii nie są stałe i zależą od oporu warstw. Konrad Schlumberger dał również pewien specjalny układ do zastosowania tej metody. Rothé podaje, że metoda Megger, zastosowana do układu Wennera, jest zalecana aż do głębokości 200 m, przy większych głębokościach w czasie badań lepiej operować nie przestrzenią wewnętrzną w stosunku do elektrod prądowych, lecz przestrzenią zewnętrzną przez zastosowanie drugiej dodatkowej elektrody. W tych warunkach nie wykonuje się więcej pomiarów absolutnych różnic potencjału, lecz tylko robi się pomiar ilorazu tych różnic, aby wyciągnąć wnioski co do zmian oporu z głębokością; stąd nazwa metody ilorazów, naddana metodzie, która ma tę przewagę nad metodą Wennera, iż podlega mniej wpływom braku jednorodności w sensie horyzontalnym.

Metoda stosunku ilorazów potencjału została zastosowana przez Königsbergera do poszukiwań hydrogeologicznych i naftowych. Stosunek

$$\delta = \frac{\Delta A B}{\Delta B C}$$

jest nanoszony na oś rzędnych, a odległość „a” elektrod na osi odciętych. Na ryc. 10 pokazano układ Königsbergera, a na ryc. 11 przykład.



Ryc. 11 — krzywa teoretyczna wg Königsbergera

Königsberger daje dwie odcięte; na drugiej odciętej są naniesione wprost wartości „h” (głębokość), mając

$$\text{na względzie, że } h = \frac{a}{2,8}$$

Ryc. 11 przedstawia teoretyczną krzywą δ w zależności od „a”, obliczoną dla przypadku, gdy w sondowaniu napotykamy ciało o oporze e_1 niższym od oporu e_2 otaczającego ośrodka. Jednak dodaje, że osiągnięta tą metodą głębokość zależy od rozstawu „a”, gdy w metodzie szwedzkiej jest ona funkcją odległości r ośrodka elektrod pomiarowych.

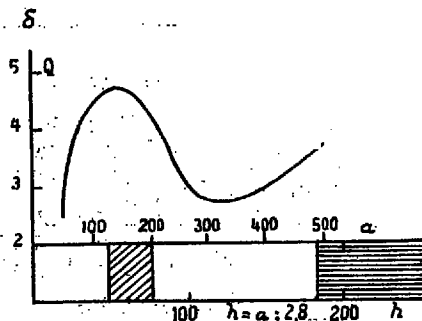
Jeżeli dwie różne warstwy leżą jedna na drugiej, wartość δ zmienia się między 3,57 (wartość dla półprzestrzeni jednorodnej nieskończonej) a 30, jeżeli warstwa niższa ma opór mniejszy ($e_2 < e_1$), i między 3,57 a 1,82, jeśli odwrotnie $e_2 > e_1$. Na ryc. 12 poka-

żano przykład przedstawienia krzywej pomiarowej w dolinie Renu w okolicach Fryburga. Teren jest przykryty potężną warstwą aluwii (około 150 m).

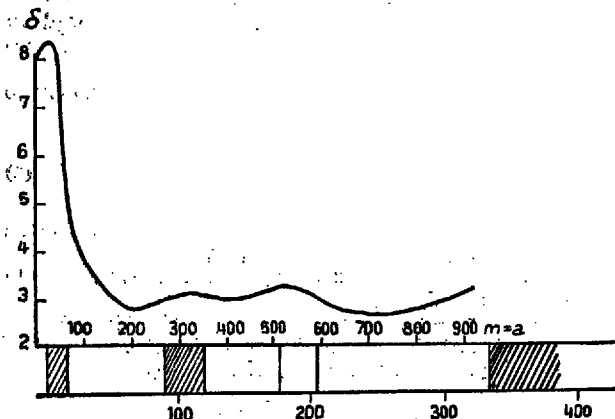
Pomierzona krzywa daje wyraźną anomalię (wartość $\delta = 4,5$) przy „a” między 120 m 200 metrów, tzn. na głębokości $h = \frac{120}{2,8}$ do $\frac{200}{2,8} =$ około 40 do 70 m.

Następnie δ spada, co obrazuje opór aluwii i w konsekwencji stopień ich wilgotności, potem krzywa wznosi się, co wskazuje na niski opór trzeciorzędu. Königsberger próbował również z powodzeniem określać tą metodą osady wodonośne w okolicach Hamburga. Na ryc. 13 pokazano, że wartość δ podnosi się do 8,4 przy małej odległości „a” i w konsekwencji przy małej głębokości ($h = 28$ m), co wskazuje na występowanie osadów wodonośnych.

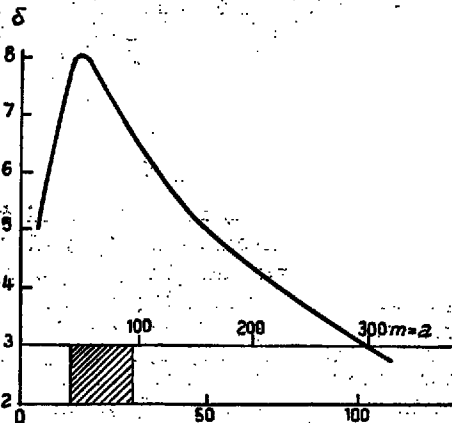
Na głębokości 320 m słone wody powodują szybki wzrost stosunku. Widać również, iż między $a = 200$ m aż do $a = 700$ m, wartości δ zmieniają się między 2,6 i 3,2. Wartości te przedstawiają zmiany oporu warstw po sobie następujących.



Ryc. 12 — krzywa pomiarowa w dolinie Renu wg Königsbergera.



Ryc. 13 — sondowanie elektryczne w okolicach Hamburga wg Königsbergera.



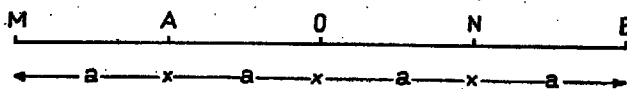
Ryc. 14 — poszukiwanie osadów wodonośnych wg Königsbergera.

Na koniec trzeci przykład Königsbergera: na ryc. 14 pokazano, że wartość δ podnosi się aż do 8 i następnie spada gwałtownie do 2,9 i niżej. Oto tablica pomiarów i szacunkowych głębokości „h“:

a	10	50	100	200	300
δ	4,8	8	6,5	4,5	2,9
h	4	18	36	72	108

Widać, że: przy $a = 50$ m lub przy 18 m głębokości występuje warstwa z wodą słoną, bardzo przewodząca, a przy $a = 108$ m głębokości wartość δ spada aż do 2,9 i mamy tu do czynienia z warstwą o wysokim oporze. Wiercenie mechaniczne potwierdziło występowanie wody słonej na głębokości 14 do 30 m, a warstwy źle przewodzące były kolejno formacjami jurajskimi (bardziej lub mniej zasobnymi w ropę).

Bazując na metodzie stosunku ilorazów potencjału, R. Teisseyre rozwinął i obliczył układ elektrod, który różni się od układów Lundberga i Königsbergera. Oto kilka słów na ten temat wg Teisseyre'a.



Ryc. 15 — układ Teisseyre'a.

Rozpatrzmy układ pomiarowy dla metody normalnego stosunku napięć przedstawiony na ryc. 15.

Pomiary stosunku napięć przeprowadza się tu względem par elektrod O, M i N, O.

W ten sposób dla stosunków napięć otrzymujemy wyrażenie słuszne w przypadku dowolnej struktury o warstwach jednorodnych zalegających poziomo:

$$\frac{V_{OM}}{V_{NO}} = \frac{1}{2} \frac{\varphi(4a) - \varphi(2a)}{\varphi(2a) - \varphi(a)} \quad (1)$$

gdzie: $\varphi(a)$ jest potencjałem wywołanym w punkcie odległym o „a” od elektrody, wyprowadzającej prąd do ziemi (tj. elektrody A lub B — ze znakiem przeciwnym).

Skorzystamy teraz z definicji oporu pozornego w układzie Wennera:

$$\rho_w(a) = k \frac{\varphi(2a) - \varphi(a)}{J} \quad (2)$$

gdzie: $\rho_w(a)$ — opór pozorny w układzie Wennera w funkcji rozstawu „a”,
J — natężenie prądu wprowadzonego do ziemi,
k — współczynnik proporcjonalności odwrotnie proporcjonalny do „a”.

Wstawiając (2) do wzoru (1) otrzymamy

$$\frac{V_{OM}}{V_{ON}} = \frac{1}{4} \frac{\rho_w(2a)}{\rho_w(a)} \quad (3)$$

Unormujemy wielkości tego stosunku tak, by wartość jego dla ośrodka jednorodnego była równa jedności. Tak otrzymany normalny stosunek napięć oznaczymy przez

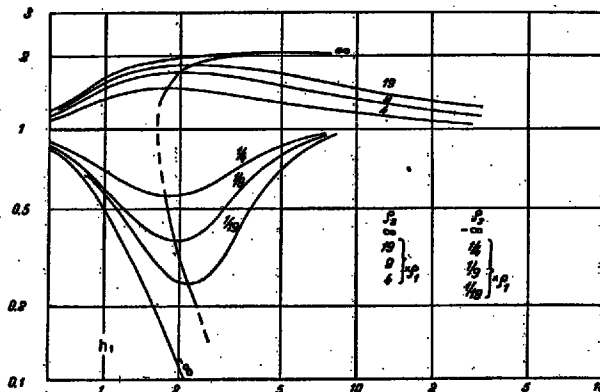
$$W_N^M = \frac{\rho_w(2a)}{\rho_w(a)} \quad (4)$$

Na podstawie wzoru (4) można prostymi środkami obliczyć krzywe teoretyczne dla W_N^M posługując się krzywymi teoretycznymi dwu- i trójwarstwowymi dla oporu pozornego ρ_w . Krzywe W_N^M już dla układu dwuwarstwowego posiadają ekstremum; maksimum przy oporze drugiej warstwy większym od oporu pierwszej i minimum w przypadku przeciwnym.

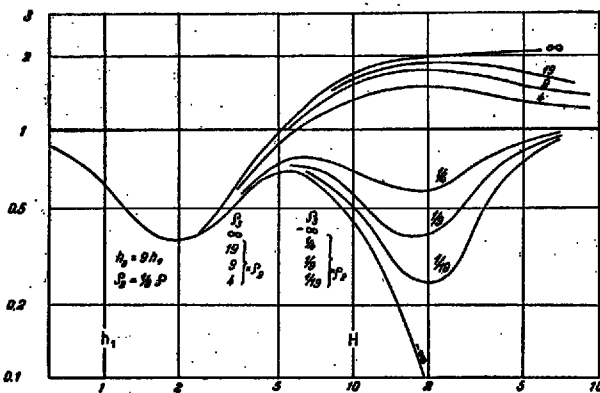
Układ Teisseyre'a nie został dotychczas naprawdę wypróbowany w terenach odpowiednich i dla rozwiązania takich problemów, jak: poszukiwanie wody, określenie uskoków, żył rudonośnych itp.

Mamy nadzieję, że zastosujemy go szeroko przy rozwiązywaniu problemów hydrologicznych i problemów inżynierskich.

Rezultat naszych prac pozwoli nam wyrobić sobie dokładne zdanie co do jakości i zalet tej metody. Koniecznym usprzętowaniem jest tylko klasyczny potencjometr Schlumbergera, znany w Polsce pod nazwą EP 1.

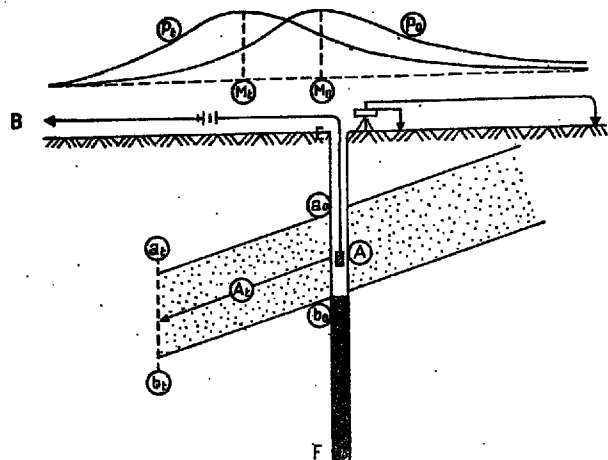


Ryc. 15a — przebieg krzywych teoretycznych dla układu dwuwarstwowego.



Ryc. 15b — przebieg krzywych teoretycznych dla układu trójwarstwowego.

Określenie szybkości przepływu wód podziemnych. Geoelektryka pozwala nam na określenie za pomocą pomiarów wykonanych na powierzchni szybkości przepływu wód podziemnych w tym tylko jednak przypadku, jeśli rozporządzamy na terenie badań uprzednio odwierconym otworem wiertniczym. Po raz pierwszy taka próba została wykonana w r. 1932, podczas budowy zapory Kosb w Algierze. Na ryc. 16 pokazano schemat całości metody. Otwór wiertniczy przecina różne formacje geologiczne. Przypuśćmy, że szybkość przepływu wody w warstwie porowatej wynosi V. Nasypuje się pewną dość znaczną ilość soli (np. chlorku sodu) do wody w otworze (pożądane jest najpierw rozpuścić sól w wodzie, a następnie wlać roztwór soli do otworu). Elektroda prądowa A jest opuszczona do szybu, elektroda prądowa B znajduje się na powierzchni ziemi i jest znacznie oddalona od otworu. Wprowadza się do ziemi prąd elektryczny i na powierzchni wyznacza się punkt M — maksimum potencjału. Na początku zabiegu punkt ten znajduje się w M_0 . Następnie słona woda z otworu przenikając do warstw zaczyna się poruszać. Po chwili podaje, że część roztworu dyfundowała prawie systematycznie dookoła całego otworu. Druga część, pociągana przez prąd wody podziemnej, wędrowała ku dołowi. Po upływie pewnego czasu (T) prąd soli słonej przedzie z a_0, b_0 do a_1, b_1 . Ta cała słona masa znacznie



Ryc. 16 — badania szybkości przepływu wody w warstwie przepuszczalnej wg de Ceccaty'ego i Jabioła. (Instrumenty pomiarowe: potencjometr, kabel, elektrody itd. są narysowane schematycznie).

A — elektroda prądowa A opuszczona do otworu, B — elektroda prądowa B na powierzchni, odsunięta daleko, Fb_0 — część otworu wypełniona wodą słoną, b_0F — część otworu zatkana tłem, P_0 — profil potencjału w czasie t_0 , P_t — profil potencjału w czasie t .

bardziej przewodząca niż otaczające warstwy, utrzymująca się prawie całkowicie na tym samym potencjale A, zastąpi pierwotne źródło prądu A. Masa ta co do potencjału zachowa się jak źródło A_1 umieszczone w środku ciężkości masy przewodzącej. Widocz-

ne jest, że odległość $(A-A_1)$ będzie bliska $\frac{Vt}{2}$ gdzie,

V jest szybkością przepływu wody, a (t) czasem koniecznym do przepływu wody między punktami A i A_1 . Na powierzchni — maksimum potencjału przesu-

nie się z punktu M_0 do M_t . Wielkość tego przesunięcia będzie praktycznie równa także $\frac{V \cdot t}{2}$ przy nie-

dużym upadzie warstwy. R. P. de Ceccaty i M. Jabiol w artykule pt. „Application des méthodes géophysiques aux recherches d'eau“ podali, że w czasie wykonywanych badań przy zaporze Kosb orzeprawy 120 cm w ciągu 24 godzin może być uważany za średnią szybkość otrzymaną na podstawie badań przeprowadzonych tylko w jednym otworze.

W czasie rozmowy, jaką miałem z profesorem Jan-czewskim w Krakowie, podał mi on, że w celu eksploatacji dziennie większej ilości wody w terenie, gdzie już istniała studnia o dość dużej i stosunkowo stałej wydajności, odwiercono drugą studnię. Debit obydwu studni razem nie przekroczył więcej niż około 15 do 20% debitu tylko pierwotnie jednej studni. W rzeczywistości, kiedy eksploatowano wodę z drugiej studni, debit pierwszej obniżał się bardzo znacznie. Wynika z tego, że druga studnia w istocie zabierała wodę pierwszej. Dla uniknięcia takiego zjawiska, moim zdaniem, można by skorzystał z tego, co zostało powiedziane w sprawie określania szybkości przepływu wody podziemnej. Inaczej mówiąc, jeśli już istnieje studnia na danym terenie i chce się zlokalizować tu drugą, to wybrać należy takie miejsce dla tej drugiej studni, aby ona nie odbierała wody pierwszej (można by się uciec do metody geoelektrycznej). Przebieg krzywych ekwipotencjalnych może określić kierunek strug wody podziemnej. Należąc do słonego roztworu wody do pierwszego szybu pomierz się w podany sposób szybkość i kierunek strug wody, stąd będzie wiadome, gdzie należy umieścić drugą studnię. Podany wyżej przypadek pozwala nam przypomnieć, że linia, prowadząca od pierwszej studni do drugiej, przechodziła prawdopodobnie przez kierunek spływu strugi wody podziemnej.

Tak więc poprzez prosty zabieg geoelektryczny i przy minimalnym koszcie można by uniknąć znacznych i nieużytecznych wydatków na wiercenie drugiej studni. Można wybrać za pomocą metody geoelektrycznej bardziej dogodnie miejsce dla drugiego wiercenia.

Na podstawie tego, co zostało powiedziane, możemy określić szybkość i kierunek strug wody i mieć pogląd na upad warstw, zawierających wodę, jak również na stopień porowatości lub ich skład granulometryczny, jeżeli upad jest znany.

(Tłum. z francuskiego L. Roman)