

METODA TELLURYCZNA

METODA TA ZOSTAŁA oparta na istnieniu naturalnych prądów tellurycznych przepływających w skorupie ziemskiej na różnych głębokościach. Już w XIX wieku zauważono, że pomiędzy dwoma dowolnymi punktami na powierzchni Ziemi istnieje pewien potencjał zmienny w czasie. Dalsze badania wykazały, że powierzchnia Ziemi nigdy nie jest w równowadze elektrycznej. Przyczyną tego są różne prądy elektryczne, które zwykle dzieli się na trzy grupy:

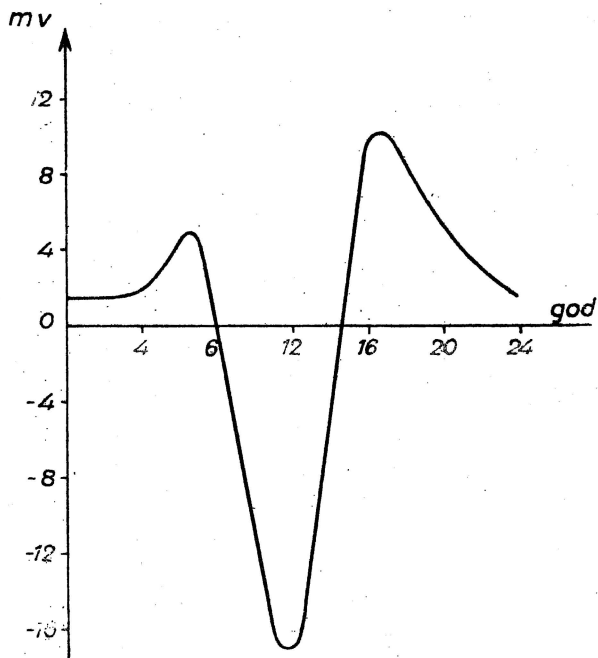
1. Prądy błądzące (przemysłowe) wywołane m.in. przez trakcje kolei elektrycznych, tramwajowych, linie wysokiego napięcia, obiekty przemysłowe itp.
2. Prądy polaryzacji samoczynnej. Przyczyną ich powstawania są przede wszystkim procesy chemiczne, elektrolityczne, infiltracja wód, zmiany temperatur, wpływ chmur naelektryzowanych itp. Są to jednak zjawiska lokalne.
3. Prądy telluryczne.

W chwili obecnej geneza prądów tellurycznych nie jest jeszcze w pełni opracowana, ale znane są już główne przyczyny, które je wywołują. Mechanizm powstawania prądów tellurycznych jest dość skomplikowany. Składa się na to wiele przyczyn. Niektóre z nich tworzą niejako reakcję łańcuchową,

której końcowym efektem są właśnie prądy telluryczne. Główne przyczyny należą do tzw. astronomicznych. Przedstawia się to następująco: radiacja Słońca wywołuje zmienne pole magnetyczne Ziemi, które z kolei indukuje prądy telluryczne w skorupie ziemskiej lub też pośrednio pod wpływem radiacji słonecznej powstają odpowiednie prądy w górnych warstwach atmosfery ziemskiej, a w szczególności wokół biegunów magnetycznych Ziemi i te z kolei wpływają na powstawanie prądów tellurycznych. Odpowiednią rolę gra tu również ruch obrotowy Ziemi. Prądy telluryczne ulegają nieustannym zmianom w czasie i przestrzeni. Najdłuższy znany okres tellurycznego wynosi 11 lat, pokrywa się więc z okresem pojawiania się plam słonecznych. Ustalono dalej okresy roczne, okresy równe miesiącom księżycowym oraz okresy dzienne. Co się tyczy okresu rocznego, to najsilniejsze prądy telluryczne obserwuje się latem, najsłabsze zaś zimą. W okresie dobowym w średnich szerokościach geograficznych silniejsze prądy obserwuje się dniem. W ciągu doby mają one dwa minimum i dwa maksima.

W dużych szerokościach geograficznych mają one jedno minimum i jedno maksimum, a ich intensywność

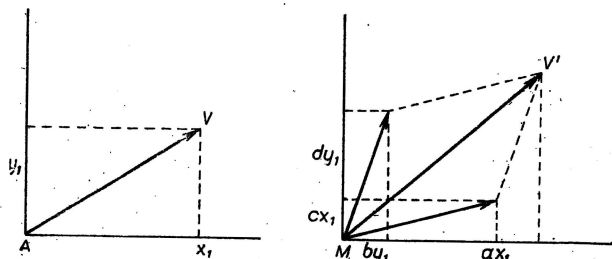
ność w ciągu doby nie ulega większym zmianom (1). Rejestracje prądów tellurycznych wykazują również wariacje o okresie kilku sekund, a nawet obserwuje się wariacje o okresie kilkudziesięciu drgań na sekundę. W pracach polowych wykorzystuje się zwykle drgania o okresie 10 — 30 sek. Z tego wynika, że pomiary najlepiej byłoby prowadzić latem i w ciągu dnia.



Ryc. 1. Dobowa zmiana składowej gradientu potencjału pola tellurycznego
Fig. 1. Daily change of gradient component of telluric field potential

Liczne badania wykazały, że między polem magnetycznym Ziemi a polem prądów tellurycznych istnieje ścisły związek. Szczególnie w rejonach polarnych można ustalić następującą zależność: im wariacje pola magnetycznego są gwałtowniejsze, tym indukowane prądy telluryczne są silniejsze.

Potencjał pola prądów tellurycznych jest zmienny, zależy on bowiem od gęstości tych prądów, od oporu warstw geologicznych oraz od długości linii odbiorczej MN. Ogólnie biorąc, prądy telluryczne wywołują różnice potencjałów od dziesiątych części miliwolta do kilkudziesięciu miliwoltów na kilometr. Jednakże w czasie silnych burz magnetycznych różnice potencjałów mogą dochodzić nawet do kilku woltów na kilometr.



Ryc. 2. Zależność między polami tellurycznymi w dwóch punktach
Fig. 2. Dependence between telluric fields in two points

Pole telluryczne ma jeszcze jedną bardzo ważną dla prospekcji cechę: w warstwach jednorodnych pole to jest jednorodne, gdy np. w klasycznej metodzie elektrooporowej nawet w warstwach jednorodnych nie można wytwarzać pól jednorod-

nych. Pole telluryczne można by więc porównać do takiego przypadku w metodzie elektrooporowej, gdy linia zasilająca AB jest nieskończenie długa.

ELEMENTY TEORII

W ośrodku jednorodnym telluryczne linie prądowe byłyby równoległe do siebie. W rzeczywistości jednak nie mamy w skorupie ziemskiej ośrodków idealnie jednorodnych i dlatego też linie tych prądów ulegają różnym odkształceniom. Wypływa stąd wniosek, że rzeczywiste pola telluryczne nie są jednorodne. Wielkość i kierunek pola tellurycznego w dowolnym punkcie zależy od struktury utworów geologicznych. Jak to wynika z odpowiednich równań, stosunek pola w punkcie A do pola w punkcie M wyraża się pewną funkcją liniową. Niżej wykazemy pewną cechę pola tellurycznego, która wykorzystana została w prospekcji.

Niech x_1, y_1 będą składowymi pola w punkcie A wzdłuż dwóch pewnych osi oraz X_1, Y_1 składowymi pola w punkcie M wzdłuż dwóch innych osi. Między tymi wielkościami zachodzi następujący związek:

$$\begin{aligned} X_1 &= ax_1 + by_1 \\ Y_1 &= cx_1 + dy_1 \end{aligned} \quad (1)$$

Każdemu punktowi M musi więc być przyporządkowana grupa czterech współczynników charakteryzujących wpływ struktury zalegających warstw na pole w punkcie M. Celem prac prospekcyjnych jest właśnie określenie tych współczynników w wielu porozrzucanych punktach, aby na ich podstawie można było wnioskować o danej strukturze. Niech (5) X_0, Y_0, x_0, y_0 będą wartościami składowych w chwili t_0 a X_1, Y_1, x_1, y_1 wartościami w chwili t_1 , wtedy równania (1) można napisać w postaci:

$$\begin{aligned} X_0 &= ax_0 + by_0 & Y_0 &= cx_0 + dy_0 \\ X_1 &= ax_1 + by_1 & Y_1 &= cx_1 + dy_1 \end{aligned}$$

Odejmując stronami otrzymamy:

$$\begin{aligned} X_1 - X_0 &= a(x_1 - x_0) + b(y_1 - y_0) \\ Y_1 - Y_0 &= c(x_1 - x_0) + d(y_1 - y_0) \end{aligned} \quad (2)$$

Wartości $X_1 - X_0, x_1 - x_0, Y_1 - Y_0, y_1 - y_0$ są bezpośrednio mierzalne z rejestracji tellurycznej. W praktyce bowiem rejestruje się jednocześnie składowe pola tellurycznego w stałym punkcie A (baza) oraz w ruchomych punktach M (stacje) najczęściej wzdłuż kierunków prostopadłych. Mierzy się więc różnice potencjałów między $(x_0, x_1), (y_0, y_1), (X_0, X_1), (Y_0, Y_1)$.
Niech

$$(x_n - x_0)^2 + (y_n - y_0)^2 = z^2 \quad (3)$$

gdzie „z” oznacza długość wektora pola w bazie. Podzielmy równania (2) przez „z” i załóżmy:

$$\begin{aligned} \frac{X_n - X_0}{z} &= X & \frac{Y_n - Y_0}{z} &= Y \\ \frac{x_n - x_0}{z} &= x & \frac{y_n - y_0}{z} &= y \end{aligned}$$

Wtedy równania (2) przyjmują postać:

$$\begin{aligned} X &= ax + by \\ Y &= cx + dy \end{aligned} \quad (2')$$

Natomiast według (3) będzie

$$x^2 + y^2 = 1 \quad (4)$$

Z równań (2') po odpowiednich przekształceniach otrzymujemy

$$x = \frac{dX - bY}{ad - bc} \quad y = \frac{aY - cX}{ad - bc}$$

Wstawiając te ostatnie wartości do równania (4), mamy:

$$(dX - bY)^2 + (aY - cX)^2 = (ad - bc)^2 \quad (5)$$

To ostatnie równanie jest równaniem elipsy. W ten sposób zmiany składowych X, Y muszą mieć swe końce na elipsie, której wielkość i kształt za-

leży wyłącznie od wielkości współczynników, a, b, c, d. Otóż X i Y są składowymi zredukowanymi wariacji pola w punkcie M odpowiadającej czasowo jednostkowej wariacji pola w bazie. Pole telluryczne charakteryzuje się więc następującą bardzo ważną cechą: zredukowany wektor pola opisuje koło na bazie oraz elipsę na stacjach pomiarowych.

APARATURA

Do rejestracji prądów tellurycznych konieczna jest odpowiednia aparatura. Ponieważ pole prądów tellurycznych zwykle jest bardzo słabe, dlatego też do rejestracji tych prądów należy stosować odpowiednio wysokoczułą aparaturę. Nie wdając się w szczegółowy opis aparatury tellurycznej, gdyż nie jest to celem niniejszego artykułu, należy stwierdzić, że głównym jej elementem są czułe i odporne na wstrząsy galwanometry. Stosuje się galwanometry pozwalające mierzyć nawet mikrowolty. Oczywiście nie zawsze pracuje się na tak wysokich czułościach; aparatura zawiera urządzenia pozwalające zmniejszać czułość, gdy zachodzi ku temu potrzeba. Rejestracja jest optyczna i prowadzi się ją na papierze światłoczułym. Odpowiedni mechanizm zegarowy przesuwając papier światłoczuły, na którym również prowadzi się automatycznie czasowanie. Czas zapisuje się zwykle co 30 sek. Szybkość przesuwania się papieru może być regulowana. Aparatura zawiera też ogniwo i opory kompensacyjne przeznaczone do kompensowania różnicy potencjałów kontaktowych na elektrodach. Uzupełnieniem aparatury są elektrody niepolaryzujące oraz kable o dobrej izolacji. Jak wiadomo, stosowane zwykłe elektrody metalowe w terenie ulegają polaryzacji. Czysty metal w kontakcie z elektrolitem zawartym w glebie tworzy pewnego rodzaju ogniwo o znacznej niekiedy sile elektromotorycznej mogącej osiągać setki miliwoltów a w dodatku zmiennej w czasie. W takim przypadku różnice potencjałów polaryzacji nakładająby się z odpowiednimi różnicami potencjałów wywołanych przez prądy telluryczne i znacznie utrudniałyby pomiary polowe. Użycie elektrod niepolaryzujących pozwala na zredukowanie różnicy potencjałów polaryzacji do kilku miliwoltów oraz na utrzymanie stałej różnicy tych potencjałów w czasie.

Stosowane w niektórych krajach aparatury telluryczne są dość lekkie. Przewozi się je zwykle lekkimi samochodami terenowymi lub przy małych przemieszczeniach można je nawet przenosić.

TECHNIKA PRAC POLOWYCH

Do prowadzenia prac polowych metodą telluryczną konieczne są co najmniej dwie kompletne aparatury. Pomiary prowadzi się bowiem jednocześnie w dwóch punktach: jeden punkt stały zwany jest bazą, a drugi ruchomy — stacją pomiarową. Wokół jednej bazy może wykonywać pomiary jednocześnie wiele stacji. Oczywiście musi być wtedy więcej grup wyposażonych w kompletne aparatury. Przy takiej organizacji postępowania jest znacznie większy. Konieczne jest tylko wtedy wcześniejsze ustalenie wycinka terenu prac dla każdej grupy pomiarowej. W danym miejscu ustawia się aparaturę, rozkłada linie MN i podłącza kable do elektrod. Zwykle stosuje się dwie linie MN, które są do siebie prostopadłe. Najczęściej linie MN układają się w kierunkach NS i WE. Kierunki te ustala się za pomocą busoli. Punkty pomiarowe można obierać w charakterystycznych miejscach w terenie. Niwelacja terenu nie jest konieczna. Prace topograficzne są więc bardzo proste.

Dwie linie MN pozwalają wykonywać pomiary dwóch składowych pola tellurycznego (oś x i oś y). Stosuje się różne długości linii MN. Długości tych linii związane są z natężeniem prądów tellurycznych z jednej strony, a z drugiej znów zależą od gęstości planowanych punktów pomiarowych. Ogólnie

stosuje się takie kryteria: przy słabych prądach tellurycznych i przy rzadkich zdjęciach linii MN daje się dłuższe, natomiast jeżeli punkty pomiarowe są gęste, to linie MN daje się krótsze. Długość linii MN waha się więc od 100 m do 1000 m. Najczęściej jednak wynoszą one 200 — 500 m.

Podobnie jak i w innych metodach geofizycznych, metodą telluryczną można prowadzić prace o charakterze regionalnym, półszczegółowym i szczegółowym. Przy tym ostatnim zdjęciu na 1 km² powinno przypadać do 10 pkt. pomiarowych. Przy innych zdjęciach punkty pomiarowe będą odpowiednio rzadsze. W sprzyjających warunkach czas trwania rejestracji pomiarów może nie przekraczać 20 minut. Jednakże w warunkach niekorzystnych, np. w obecności prądów błądzących rejestracja może przekraczać i 30 minut na jednym punkcie.

Jak wiadomo, pomiary na stacji wiąże się z pomiarami bazy. Bardzo ważna jest więc tu precyzyjna korelacja czasowa. We Francji stosuje się następujący sposób prac: rejestrację na bazie prowadzi się bez przerwy, zaś stację pomiarową wykonują pomiary w dowolnym czasie (oczywiście podczas pracy bazy). W ZSRR natomiast bazy prowadzą rejestrację z przerwami. W związku z tym stacje wykonują pomiary tylko w czasie pracy bazy. Co prawda uzyskuje się wtedy pewną oszczędność papieru światłoczułego, ale wyłania się dodatkowy problem łączności bazy ze stacją dla jednoznaczного znakowania czasowego. Stosuje się więc np. łączność radiową, co jednak jest kłopotliwe szczególnie gdy wokół jednej bazy pracuje kilka stacji. Jeżeli np. jakaś stacja nie może wykonać pomiaru w określonym czasie pracy bazy, musi czekać aż do następnej serii. Oprócz tego dochodzi wtedy dodatkowe wyposażenie i koszt.

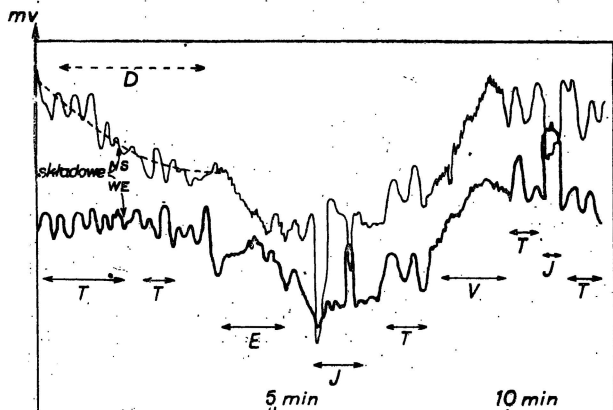
Omawiając związek stacji z bazą, trzeba odpowiedzieć na pytanie, do jakich odległości może oddalać się stacja od bazy? Otóż stacja może się oddalać od bazy tak daleko, dokąd istnieje wyraźne podobieństwo wariacji pola na rejestracjach. Podobieństwo wariacji pola tellurycznego w sprzyjających warunkach zachowuje się na wielkich odległościach. Wykonano np. jednoczesne rejestracje we Francji i na Madagaskarze. Podobieństwo wariacji na tych rejestracjach było wyraźne. (5). W mniej sprzyjających warunkach podobieństwo to szybciej zanika. Jeżeli wykonuje się zdjęcia regionalne na dużych obszarach, to jedna baza może niewystarczać. Dla otrzymania zapisów o wyraźnym podobieństwie zakłada się wtedy siatkę baz, których połączenia ustalone są za pomocą długich i powtarzalnych rejestracji. Sieć tych baz, podobnie jak w geodezji lub grawimetrii, musi być wyrównana np. metodą najmniejszych kwadratów. Pomiary danej stacji można porównywać nawet do dwóch baz. Wartości powierzchni stacji porównane do dwóch baz pozostają w takim stosunku jak powierzchnie baz między sobą.

ZASADA INTERPRETACJI

Opracowanie materiałów pomiarowych rozpoczyna się od szczegółowej klasyfikacji zarejestrowanych wariacji na tellurogramie. Często zdarza się bowiem, że na tellurogramie widoczne są wariacje nie tylko telluryczne, ale również pochodzące z innych przyczyn. Kunetz (2) podaje bardzo pouczający rysunek (ryc. 3), na którym sztucznie zostały zebrane rzeczywiste obserwowane zjawiska na tellurogramach. Na rysunku tym podane są przykłady wpływów pochodzących od elektryczności atmosferycznej polaryzacji elektrod prądów przemysłowych, wiatru poruszającego kablami jak również tylko od prądów tellurycznych.

W dalszym ciągu wybiera się regularne wariacje telluryczne na stacji, które odpowiadają wariacjom bazy (ryc. 4) i odczytuje się składowe tych wariacji. Następnie rysuje się co najmniej kilka wektorów stacji i bazy. Ponieważ pole telluryczne jest zmienne w czasie co do wartości i kierunku, dla-

tego też wektory będą mieć różne długości i azy-muty. Następnie wektory bazy redukujemy tak, aby ich końce leżały na okręgu. W tym celu długość każdego wektora mnoży się przez odpowiedni współ-czynnik. Następnie przez taki sam współczynnik



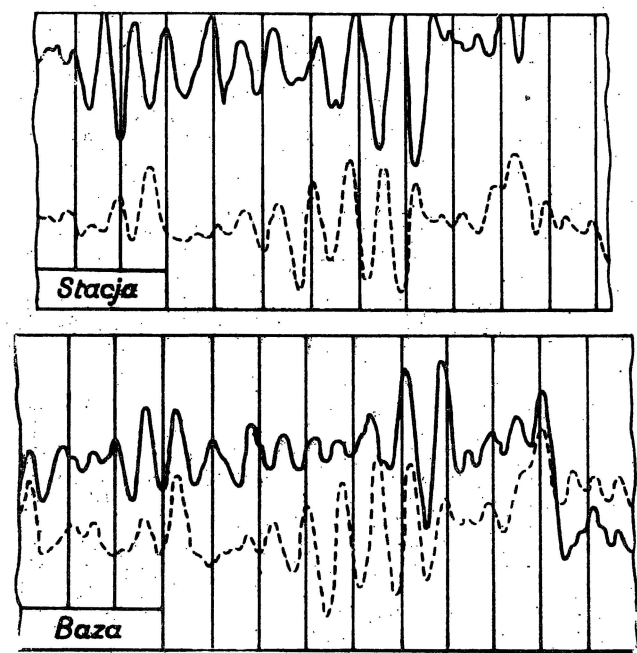
Ryc. 3. Przykład różnych zjawisk na tellurogramie: T — wariacje telluryczne, E — elektryczność atmo-sferyczna, I — prądy błądzące, D — polaryzacja elektrod, V — efekt wiatru poruszającego kablami

Fig. 3. Example of various phenomena on the tel-lurogram: T — telluric variations, E — atmospheric electricity, I — vagabond currents, D — polarization of electrodes, V — effect of wind moving the cables.

mnoży się odpowiedni wektor stacji. Końce zredu-kowanych w ten sposób wektorów stacji będą leżeć na obwodzie elipsy. Elipsy te mogą przyjmować różne kształty i położenia w zależności od struktury podłoża. Interesujące również może być przedsta-wienie profili pola tellurycznego. Na ryc. 6 jest pokazany profil pola tellurycznego nad antykliną wysokooporową przykrytą ośrodkiem o dobrym przewodnictwie, w którym niezgodnie leżą utwory wapienne.

Na tle anomalii głównej widoczne są małe maksi-ma, których środki leżą nad najpiętszymi partiami wapienia.

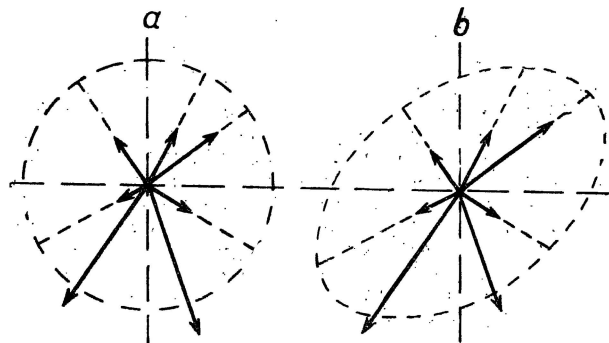
Jednakże główny wysiłek interpretacji kieruje się ku analizie samych elips, gdyż jej kierunek, dłu-



Ryc. 4. Typowy zapis wariacji tellurycznych
Fig. 4. Typical record of telluric variations

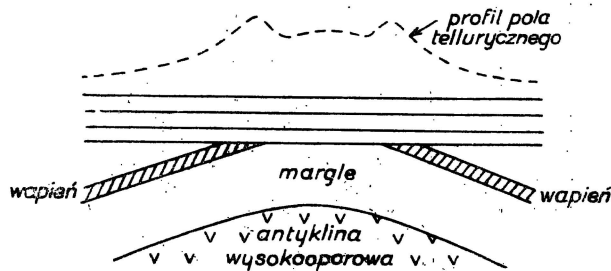
gość osi i powierzchnia pozwala na określenie da-nej struktury. W interpretacji materiałów tellurycz-nych wykorzystuje się przede wszystkim pewien parametr, którym jest stosunek powierzchni elipsy do powierzchni koła bazy. Tą wielkością jest war-tość wyznacznika macierzy $\begin{pmatrix} a & b \\ c & d \end{pmatrix}$. Jest to pewien

niezmiennik, który nie zależy od wyboru osi: ad — bc reprezentuje więc stosunek powierzchni elipsy do powierzchni koła jednostkowego bazy. Określenie wartości ad — bc można wykonać różnie: bezpo-srednio z konstrukcji elipsy bądź analitycznie. Na podstawie tych wartości wykreśla się mapy z od-powiednimi izoliniami. Mapy te często są bardzo do-brym materiałem interpretacyjnym odzwierciedla-jącym strukturę podłoża wysokooporowego.



Ryc. 5 Redukcja wektorów: a — baza, b — stacja
Fig. 5. Reduction of vectors: a — base, b — station

Do interpretacji ilościowej konieczne są jakieś dane wyjściowe np. wiercenia, dane sejsmiczne lub nawet dane z sondowań elektrooporowych. Po-wierzchnia elipsy np. nad nieskończenie długą antykliną pokrytą ośrodkiem jednorodnym będzie proporcjonalna do gęstości prądu prostopadłego do osi antykliny. Dłuższa oś elipsy będzie prostopadła do osi antykliny. Jak już powiedzieliśmy, po-wierzchnia elipsy jest proporcjonalna do gęstości prądu; z kolei gęstość prądu jest odwrotnie pro-porcjonalna do miąższości nadkładu, czyli że mapa szeregu powierzchni elips na danym terenie przed-stawia mapę odwrotności miąższości warstw osado-nych, a przy odpowiednio dobranej skali mapę ba-tymetryczną podłoża. Oczywiście są to rozważania czysto teoretyczne, ale w niektórych przypadkach mogą one mieć praktyczne znaczenie.



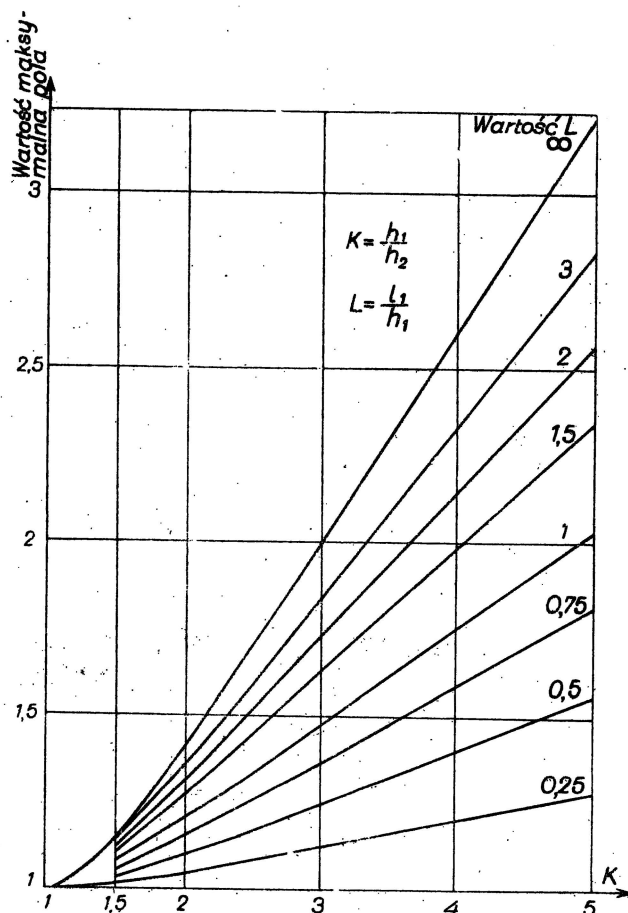
Ryc. 6. Pole telluryczne nad antykliną
Fig. 6. Telluric field above the anticline

Gdy utwory osadowe są poprzewarstwiane, to znaczenie powierzchni elips staje się bardziej za-wiłe i interpretacja utrudniona. Może się zdarzyć, że interpretacja metodą elips jest niemożliwa, gdyż elipsa może być zredukowana tylko do pewnego segmentu. Jednakże w chwili obecnej istnieją już i inne metody interpretacji pomiarów tellurycznych. Do takich należy np. metoda trójkątów. W metodzie tej postępuje się następująco: na dwóch odpowied-nich wektorach stacji i bazy ustawionej pod kątem

możliwie bliskim 90° buduje się trójkąt. Stosunek pola trójkąta stacji do pola trójkąta bazy wynosi również $ad - bc$.

Ponadto stosuje się jeszcze tzw. **metodę elips totalnych** oraz **metodę elips absolutnych**. W metodach tych w inny sposób konstruuje się jedynie elipsy, lecz sama idea interpretacji jest taka sama jak i w wyżej omówionych. Do metod interpretacji materiałów tellurycznych należy również tzw. **metoda odwzorowań konforemnych**. Jak wiadomo, odwzorowanie konforemne stanowią jeden z działów wyższej matematyki; jest to więc analityczna metoda interpretacyjna, w której stosuje się dość skomplikowane operacje matematyczne.

Podobnie jak i w innych metodach geofizycznych, również i w metodzie tellurycznej wiele korzyści dla interpretacji mogą przynieść pomiary na modelach. Bardzo interesujące prace doświadczalne z tej dziedziny przeprowadzili we Francji R. Utzman i B. Favre (6). Jedną z nich stanowi studium antykliny o szerokości niezbyt dużej a przy zmiennej długości, wysokości i głębokości zalegania. Dla struktur cylindrycznych odpowiednie współczynniki ze wzoru (1) przybierają następujące wartości: $d=1$, $b=0$, $c=0$. W cytowanej pracy prowadzono pomiary nad antyklinami o szerokości, dla których „b” nie przekraczało wartości 0,02 zaś „d” zawarte było między 1,00 a 1,03. Modelami antyklin były płytki bakelitowe o długości 2 l_1 , szerokości 2 l_2 i wysokości $h_1 - h_2$, gdzie h_2 — głębokość zalegania szczytu antykliny oraz h_1 — głębokość zalegania stropu podłoża.



Ryc. 7. Diagram do wyliczania h_2 dla antyklin

Fig. 7. Diagram for computation of h_2 for the antiklines

Jednym z wyników tej pracy jest podany diagram (ryc. 7), który może być użyty do wyznaczania głębokości zalegania szczytu tego rodzaju antyklin.

W tym celu należy najpierw wyznaczyć l_1 na podstawie np. profilu tellurycznego. Następnie wylicza się wartości $L = \frac{l_1}{h_2}$. Z przecięcia się danej krzywej L

z prostą poziomą przeprowadzoną przez wartość maksymalną pola otrzymujemy daną wartość

$$K = \frac{h_1}{h_2}$$

Znając h_1 łatwo jest wyliczyć h_2 .

PRZYKŁAD OBLICZENIOWY I. PRZYKŁAD PROSPEKCJI (5)

W rozdziale poprzednim podkreślono, że do interpretacji wykorzystuje się przede wszystkim wartość $ad - bc$. Niżej zostanie podany jeden ze sposobów praktycznego wyznaczenia tej wartości. Niech będą dwie grupy zmian korelatywnych wariacji na stacji i bazie x_1, y_1, X_1, Y_1 w przedziale czasu Δt_1 oraz x_2, y_2, X_2, Y_2 w przedziale czasu Δt_2 . Wielkości te wyznacza się z tellurogramu. Wzory (1) można za-

$$\begin{aligned} X_1 &= ax_1 + by_1; & X_2 &= ax_2 + by_2 \\ Y_1 &= cx_1 + dy_1; & Y_2 &= cx_2 + dy_2 \end{aligned}$$

Wykonując mnożenie wektorowe $X_1 Y_2 - X_2 Y_1$ znajdujemy:

$$X_1 Y_2 - X_2 Y_1 = (ad - bc)(x_1 y_2 - x_2 y_1)$$

skąd

$$ad - bc = \frac{X_1 Y_2 - X_2 Y_1}{x_1 y_2 - x_2 y_1} = \frac{P \text{ stacji}}{P \text{ bazy}} \quad (6)$$

Wartość $ad - bc$ znajduje się więc przez prostą operację wyznaczenia iloczynu wektorowego dla stacji i bazy oraz obliczenia ich stosunku.

Przykład: na tellurogramie mierzy się w milimetrach składowe pola tellurycznego na stacji i bazie. Niech będą następujące dane:

$$\begin{aligned} X_1 &= -16, X_2 = -3, Y_1 = +3, Y_2 = +41; \\ x_1 &= -10,5, x_2 = -5, y_1 = +5, y_2 = +23. \end{aligned}$$

Skąd $P_s = 647$, $P_b = 216$. Stosunek powierzchni wyraża się więc wartością 2,99. W praktyce bierze się średnią np. dziesięciu w ten sposób obliczonych stosunków. A więc:

$$ad - bc = \frac{\sum P}{\sum P_{bs}}$$

Oczywiście wynik końcowy musi być poddany rachunkowi błędów.

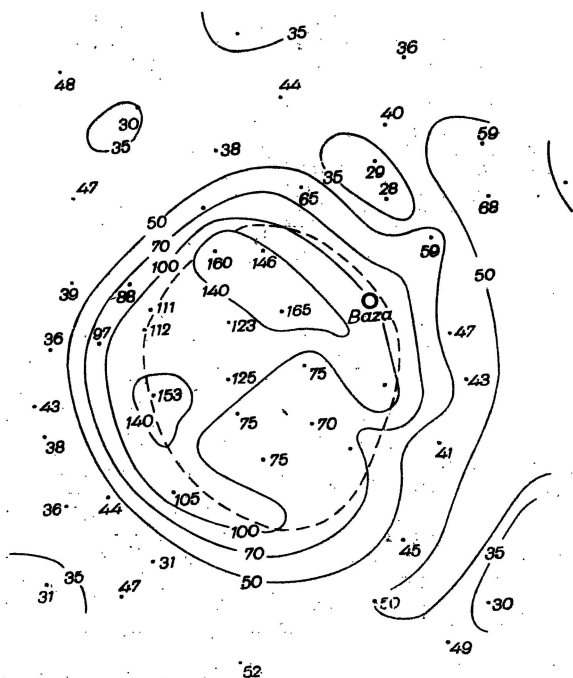
Przykład prospekcji. Niżej zostanie podany bardzo efektowny przykład określenia wydasy solnego położonego w Teksasie. Badania telluryczne wykonano tam w 1947. Wymiary tego wydasy były następujące: trzy kilometry w kierunku WE i cztery kilometry w kierunku NS. Wiercenia stwierdziły sól na głębokości około 360 m. Na te badania prospekcyjne złożyły się 72 stacje pomiarowe, pokryto nimi obszar 30 mil kwadratowych.

Na ryc. 8 podano dla każdej stacji wartości stosunku (pomnożone przez sto) powierzchni elipsy stacji do powierzchni koła bazy przyjętego jako jednostkę. Wykreślone linie jednakowych wartości stosunku powierzchni doskonale wyznaczają kontur tego wydasy (na rysunku linia przerywana).

UWAGI OGÓLNE

Klasyfikując geofizyczne metody prospekcyjne, metodę telluryczną umieszcza się zwykle między metodą grawimetryczną i sejsmiką refleksyjną. Wyższość metody tellurycznej nad grawimetryczną jest bezsporna. Metoda telluryczna w porównaniu do klasycznej metody elektrycznej ma swoje dodatnie i ujemne strony. Do dodatnich należy: wykorzystanie prądów naturalnych, odpadają więc trudności związane z zasilaniem, z dodatkowym sprzętem (długie kable) oraz trudności techniczne związane z obsługą tych kabli szczególnie w terenach gęsto zaludnionych, zalesionych, bagnistych itp. Drugą dodatnią stroną jest w praktyce znacznie większy zasięg głębokościowy. Zasięg ten dla

metody tellurycznej wynosi 3 — 5 km. Natomiast stroną ujemną jest to, że daje ona tylko wartości względne przewodnictwa utworów, gdy metoda elektrooporowa może dawać wartości rzeczywiste oraz bardziej różnicować poszczególne warstwy w danej serii. Jednak ten ostatni aspekt, np. przy głębokich badaniach, gdy celem jest śledzenie zalegania podłoża, staje się zupełnie nieistotny.



Ryc. 8. Prospekcja wysadu solnego

Fig. 8. Prospection of a salt dome

Wyższość metody tellurycznej nad metodą grawimetryczną polega przede wszystkim na fakcie, że baseny sedimentacyjne są na ogół dobrymi przewodnikami prądu, gdy utwory krystaliczne, które otaczają lub leżą głębiej, mają bardzo wysokie opory. Podłoże krystaliczne działa praktycznie jako podłoże o nieskończonym oporze i rozkład pola tellurycznego na powierzchni Ziemi zależy tylko od struktury warstw osadowych. Ma to fundamentalne znaczenie dla interpretacji materiałów tellurycznych. Natomiast wartość siły ciężkości w danym punkcie zależy od przestrzennego rozkładu zarówno utworów osadowych, jak i głęboko leżących mas krystalicznych. W dodatku interpretacja map anomalii grawimetrycznych napotyka na trudności stałych zmian gęstości kompleksowych.

Wreszcie w porównaniu z sejsmiką refleksyjną jest metoda telluryczna mniej dokładna odnośnie do interpretacji ilościowej, ale za to jest o wiele tańsza.

Metoda telluryczna stosowana jest zwłaszcza do badania struktur rozległych lub głębokich, np.: stare antykliny pokryte aluwiami, dawne pasma górskie, wysady itp. Metoda ta może być więc użyta jako metoda rozpoznawcza wielkich obszarów w formie zastępczej lub uzupełniającej badania grawimetryczne z jednej strony lub też jako metoda szczegółowa albo półszczegółowa w formie zastępczej lub uzupełniającej sejsmiki refleksyjną zwłaszcza tam, gdzie refleksy są słabe lub w ogóle nie występują.

W chwili obecnej prymat w metodzie tellurycznej należy przyznać Francji. Dlatego też Francja zdobyła bardzo szerokie rynki pracy tą metodą. Jak podaje G. Kunetz (2), francuskie ekipy telluryczne pracują z powodzeniem na obszarach od Indii aż po Wenezuelę oraz od USA aż po Madagaskar. W ostatnich latach obserwuje się również gwałtowny

rozwój metody tellurycznej w ZSRR. Poza tym metodę tę stosują jeszcze niektóre kraje Europy (Węgry, Niemcy).

Za granicą znane są również już pewne odmiany tej metody. Na przykład na Węgrzech stosuje się tzw. metodę mikrotelluryczną do zagadnień płytkich o bardzo gęstych punktach pomiarowych, natomiast w ZSRR opracowano i zastosowano już praktycznie tzw. metodę magnetotelluryczną. Szczególnie ta ostatnia jest bardzo wysoko oceniana. W zastosowaniu metod tellurycznych na naszym terenie, podobnie jak i w innych zagadnieniach, musi być jednak zachowana pewna konsekwencja rozwojowa.

Biorąc powyższe pod uwagę należy postulować jak najszybsze rozpoczęcie prac prospekcyjnych tą metodą w Polsce. Po pewnym okresie prac doświadczalnych i przeprowadzeniu prób w rejonach poznanych geologicznie wydaje się, że ze wszelkich miar pożądane będzie wykonanie w przyszłości tellurycznej mapy Polski najpierw w ujęciu regionalnym a następnie bardziej szczegółowe opracowania interesujących obszarów*

Pracami tellurycznymi powinien być zainteresowany nie tylko resort Centralnego Urzędu Geologii, ale również i przemysł naftowy, gdyż metoda telluryczna wyrosła właśnie z potrzeb tego przemysłu.

LITERATURA

1. Dachnow W.N. — Elektrieskaja razwiedka nieftianych i gazowych miastorożdienij. Moskwa 1951.
2. Kunetz G. — Les courants telluriques et leur application à la prospection. Bruksela 1957.
3. Migaux L. — Une méthode nouvelle de géophysique appliquée: la prospection par courants telluriques. Paryż 1946.
4. Migaux L. Quelques exemples d'application de la méthode tellurique. Paryż 1948.
5. Rothé E. — Prospection géophysique. Paryż 1952.
6. Utzmann R., Favre B. — Influence de la non-cylindricité des structures sur le champ tellurique. Paryż 1957.
7. Zagarmistr A. M., Bierdiczewskij M.N. — Elektrorazwiedocnyje raboty metodom tielluriceskich tokow. „Gieologija nieft i gaza” 1959 nr 1.

SUMMARY

Regional geological reconnaissances conducted at present on a large scale in Poland have caused the necessity of introducing a series of new geophysical methods. A very important of these not applied till this time in Poland is the telluric method.

The aim of this paper is to present this method to a wide circle of geophysicists and geologists in Poland. In several chapters author discusses the physical grounds and the elements of theory of this method, describes the characteristic of field works and the basis of interpretation. For illustration, the results of investigations made on one of the salt domes in Texas and an example of the mathematical elaborating of results are presented.

Author analyses the possibilities of adaptation of telluric method in comparison with the other geophysical methods, discusses its development in the foreign countries and points at the necessity of introducing such method in Poland. New varieties of this method — microtelluric and magnetotelluric methods are also mentioned.

* Przyp. red. Metoda telluryczna jest wprowadzona w Polsce z dużym opóźnieniem wskutek braku zainteresowania wykazanego przez PPG. Dotychczas cała Polska została pokryta grawimetrycznym zdjęciem regionalnym oraz w dużej mierze rozpoznana badaniami sejsmicznymi. W związku z tym sporządzenie mapy tellurycznej Polski jest już niecelowe. Ze wszelkich miar natomiast jest konieczne jak najszybsze wprowadzenie tej metody do rozwiązywania zagadnień o charakterze bardziej szczegółowym, szczególnie tam, gdzie inne metody napotykały na trudności.