

JEDNOCZEŚNIE ZE ZWIEKSZENIEM DOKŁADNOŚCI metod laboratoryjnego poznania gruntów — wzrasta od kilku lat w praktyce i literaturze światowej dążność do wykorzystywania metod geofizyki stosowanej dla poznania budowy geologicznej i własności fizycznych napotykanych skał. Już sama tematyka narzuca tu metody, które mają zastosowanie w pracach geologii inżynierskiej. Przede wszystkim są to geofizyczne metody ilościowe (dające konkretne dane cyfrowe odnośnie do głębokości zalegania, charakteru zalegającej na zaleźionej głębokości skały), a więc sejsmika z jej różnymi odmianami i metody elektryczne, a dopiero potem metody jakościowe, dające pogląd na przestrzenne rozmieszczenie skał wyróżniających się od otoczenia lub wyraźnej tektoniki, jak metody magnetyczne i radioaktywne. Grawimetria, jakkolwiek do pewnych zagadnień w budownictwie wodnym mogłaby być pomocna, nie znajduje u nas zastosowania ze względu na brak kosztownych przyrządów, jaka waga skręceń Eötvösa lub czułe grawimetry.

W ogólnym zarysie — w pracach geofizycznych poznajemy: charakterystyczne prędkości rozchodzenia się drgań sprężystych w poszczególnych rodzajach gruntów, ich sztywność, zdolność przewodzenia prądu, zdolność różnych minerałów lub wody do wytwarzania pola elektrycznego, pobudliwość magnetyczną skał, ich zdolności promieniotwórcze i inne własności fizyczno-chemiczne lub fizyczne, które charakteryzują nam grunty jako podłoże i tworzywo wznoszonych budowli.

Metody geofizyczne w badaniach geologii inżynierskiej mają na celu uzyskanie pełniejszego obrazu podłoża przyszłych budowli środkami szybszymi, tańszymi i pewniejszymi niż stosowanie samych wierceń. Są one jednak, jak dotychczas, uzupełnieniem rozpoznania prowadzonego wierceniami i pracami górniczymi.

Zagadnienia, które można rozwiązać za pomocą metod geofizycznych, dzieli się na dwie grupy:

- 1) poznanie budowy geologicznej interesującego nas obszaru,

2) poznanie własności fizycznych wydzielonych serii gruntów.

Zagadnienia te są sobie bliskie i w zasadzie pierwsze z nich jest wynikiem rejestrowania różnic własności fizycznych poszczególnych serii.

Największe budowle inżynierskie wymagające starannego opracowania geologicznego, to zapory wodne i wielkie obiekty przemysłowe, jakimi przede wszystkim są nowoczesne siłownie cieplne. Najtrudniejszy zespół zagadnień, jaki geologia inżynierska musi rozwiązać, występuje jednak w budownictwie wodnym. Najważniejsze z nich to: 1) szczegółowe poznanie budowy geologicznej w osi zamknięcia rzeki wraz z wyznaczeniem grubości zwietrzliny i наносów rzecznych, strefy zwietrzalej skały podłoża, jednorodności tego podłoża, jego własności wytrzymałościowych; 2) rozpoznanie stref osuwiskowych z wyznaczeniem miąższości osuniętych mas; 3) rozpoznanie zasięgu i grubości złóż materiałów ziemnych.

Zagadnienia te można rozwiązać metodami sejsmicznymi. I tak: metodami refrakcyjnymi, zwłaszcza metodą fal współzależnych, w połączeniu z metodami refleksyjnymi — można rozwiązać wszystkie problemy dotyczące rozpoznania warstw o różnej gęstości.

Wyznaczając sejsmicznie grubość nadkładu nad skałami podłoża, zaoszczędzamy dużo wierceń wykonanych zwykle w trudnych warunkach (żwirowiska, rumosz skały), skracając czas potrzebny na rozpoznanie, z jednoczesnym zwiększeniem dokładności wyników, gdyż z wierceń czy szybików dostajemy punktowe dane, odległe od siebie i obciążone nieraz błędem niedowiercenia do skały litej, natomiast sejsmicznie możemy otrzymać ciągły profil podłoża.

Otrzymując profil stropu skalnego podłoża, mamy już określone granice różnych skał, jeżeli dolinę w miejscu zamknięcia budują warstwy stojące, różne litologicznie.

Poprowadzenie 2 lub 3 równoległych profili sejsmicznych na osi wyznacza nam od razu (w takich przypadkach) kierunek rozciągłości stojącej serii. W przypadkach, gdy skały podłoża leżą poziomo lub prawie poziomo, a w osi znajdują się uskoki o takich zrzutach, że wynoszą do zerodowanej powierzchni inną serię skalną, różniącą się własnościami sprężystymi, profil sejsmiczny wykaże obecność takiego uskoku. Podobnie dają się obserwować szerokie szczeliny w skałach podłoża.

Dla ilustracji wyrazistości profili sejsmicznych podamy przykładowo prędkości typowych utworów nadkładu i skał występujących np. w Pieninach i w Karpatach:

suche piaski, gleby	300 — 400 m/sek.
wilgotne piaski, lessy	1000 — 1300 "
gliny lodowcowe, zboczowe	1600 — 1900 "
piaskowce	2200 — 3000 "
ilołupki, margle ilaste	2800 — 3500 "
wapienie, dolomity	4000 — 6000 "

Po wykonaniu profilu sejsmicznego jeden lub kilka otworów kontrolnych pozwolą na identyfikację warstwy „prędkościowej” z konkretnym utworem litologicznym oraz na poprawienie głębokości interpretowanych horyzontów. Analogiczne zagadnienie przedstawia rozpoznanie osuwisk i złóż materiałów ziemnych, jak żwirowiska lub złoża glin.

Dalszym ważnym zagadnieniem w budownictwie wodnym jest rozpoznanie trasy tunelu. Rozpoznanie to nie różni się niczym od dokładnego zdjęcia profilowego w poszukiwaniach sejsmicznych dla geologii regionalnej, z tym że zagęszczamy punkty strzałowe, gdyż głębokości rozpoznania nie wychodzą prawie nigdy dla polskich warunków poza 150—200 m. Stosowanie metod sejsmicznych do badania tras tuneli ułatwia wybór najlepszego wariantu trasy, jeżeli istnieje kilka możliwości prowadzenia tunelu. Otrzymujemy tu bowiem w stosunkowo krótkim czasie dokładny czy też schematyczny obraz budowy geologicznej trasy tunelu (zależnie od potrzeb), który w każdym przypadku jest dokładniejszy niż przekrój zbudowany tylko na podstawie otworów

wykonanych co kilka kilometrów i geologicznego kartowania powierzchniowego. Np. w projektowaniu trasy tunelu derywacyjnego dla zapory czorszyńskiej istnieje kilka możliwości: rozciągnięcia, każda długości kilkunastu kilometrów. Poza ogólną znajomością geologii tych tras znaną z przeglądowych map geologicznych nie dysponujemy żadnym materiałem porównawczym, który by mówił o stopniu utrudnienia wykonawstwa i utrzymania tunelu. Odwiercenie na 12 km trasie np. 2 otworów rdzeniowych w skałach i kilku otworów ręcznych w nakładzie nie daje obrazu ani pełnej budowy geologicznej, ani trudności tektonicznych, jakie można będzie napotkać. Czas potrzebny na schematyczne poznanie sejsmicznie takiej trasy (12 km) w warunkach górskich nie przekroczy jednego miesiąca. W tym czasie — średnio pracujący zestaw wiertniczy małowymensyjny może wykonać do 100 mb. otworu.

Przy pracach dla rozpoznania tras tuneli źródłem wstrząsów muszą być materiały wybuchowe. Do badań użyta być musi aparatura sejsmiczna wielokanałowa, najlepiej przenośna.

Drugą grupę zagadnień, które możemy rozwiązywać metodami sejsmicznymi, stanowią problemy budownictwa lądowego, jak: wyznaczenie profilu geologicznego warstw gruntów pod przyszłą budowę, zbadanie ich jednorodności oraz własności sprężystych, które charakteryzują zachowanie się gruntów pod wpływem naprężeń wywołanych budowlą. Wielkością charakteryzującą zachowanie się gruntów pod obciążeniem jest moduł ścisłości i współczynnik ścisłości, wyznaczone dotychczas przeważnie w laboratorium. Moduł ścisłości charakteryzuje osiadczenie gruntów pod wpływem obciążeń wywołanych budowlami i obrazuje napięcia w gruncie o mącznej strukturze pierwotnej z założeniem dopuszczalnego osiadczenia gruntu.

W sejsmicznych pracach polowych badamy grunty w fazie odkształceń sprężystych, a więc pod obciążeniami dynamicznymi (drżania), które nie wywołują odkształceń trwałych. Możemy powiedzieć, że badania dynamiczne obrazują nam zachowanie się gruntów pod obciążeniami początkowymi, które nie powodują jeszcze zmiany stanów fizycznych badanych warstw. W tym założeniu moduł sztywności ( $m$ ) — wielkość charakteryzująca opór danego ciała przeciw odkształceniom objętości — można przyrównać do modułu ścisłości dla obciążeń  $\sigma_z$ , nie powodujących zmiany porowatości. Podstawowymi pomiarami do wyznaczania modułów sprężystości podłużnej i poprzecznej jest wyznaczenie prędkości rozchodzenia się fali dylatacyjnej  $V_p$  i skręconej  $V_s$ .

Wielkość  $V_p$  wyznaczamy z pierwszych impulsów przychodzących do odbiorników (geofonów). Dla gruntów budujących warstwy przypowierzchniowe prędkość fali podłużnej nie jest wielkością tak charakterystyczną jak dla skał, lecz jest funkcją stopnia wilgotności badanej warstwy. Tak np. prędkość rozchodzenia się fali podłużnej w piaskach suchych waha się od 150 do 700 m/sek., w zależności od ciężaru objętościowego, gdy piaski zawadnione mają prędkość powyżej 1500 m/sek. Trudniejszy problem przedstawia rejestracja fali poprzecznej. Ponieważ prędkość rozchodzenia się fali poprzecznej jest mniejsza niż fali podłużnych, przychodzą one na taśmie rejestracyjną po nadejściu pierwszych impulsów, które wprowadzają galwanometrię w silne drżania. Dlatego przy normalnym układzie geofonów przyścisła fali poprzecznych są prawie niemożliwe do odczytania. Toteż do ich rejestracji należy stosować nieco inną technikę odbioru albo też (przy układach bardzo zróżnicowanych prędkościowo) można wykorzystać prędkości odczytane z fali podwójnie spolaryzowanych na granicy ośrodków, które przez ośrodek o większej prędkości idą jako poprzeczne.

Prędkość fali poprzecznej  $V_s$  jest tym mniejsza, im warstwa badana jest luźniejsza i bardziej nawodniona. W cieczach bowiem  $V_s = 0$  fala poprzeczna nie powstaje, gdyż drżania poprzeczne powstają wówczas, gdy ośrodek stawia opór odkształceniom.

Dla piasków zależnie od porowatości i stopnia nasycenia wodą  $V_s \approx 100 \sim 250$  m/sek. Mając pomierzone fale poprzeczne i podłużne dla pojedynczych warstw gruntu, czy też dla kompleksu warstw, możemy wyznaczyć moduł Poissona ( $\sigma$ ). Następnie znając ( $\sigma$ ) możemy wyznaczyć moduł sprężystości podłużnej (Younga) E, uprzednio wyznaczony laboratoryjnie ciężar właściwy warstw lub wypadkowy ciężar właściwy kompleksu warstw.

Własności sprężyste otrzymane z badań połowych dają dostateczny pogląd o zachowaniu się podłoża budowlanego, gdy są nim skały zwięzłe lub sypkie (np. piaski i żwiry). Przewidywanie zachowania się gruntów kohezyjnych zwartych, a zwłaszcza plastycznych przez wyznaczenie modułów metodami sejsmicznymi jest trudniejsze, gdyż zależą one w większym stopniu od stanu wilgotności gruntu niż w przypadku gruntów sypkich. Toteż z sejsmiki otrzymujemy dla tych gruntów zwykle wartości ( $m$ ) zawyżone w stosunku do otrzymanego laboratoryjnie modułu ściśliwości.

W badaniach pod duże obiekty przemysłowe zachodzi często konieczność szybkiego rozpozniowania warstw gruntów lub zagęszczenia obserwacji między otworami. Można to wykonać aparaturą sejsmiczną, używając jako źródła wstrząsów wibratora (kontrolując wyniki otworami). Powstająca wtedy fala poprzeczna rejestruje się jako czas przebiegu określonej fazy sinusoidalnych drgań o znanej częstotliwości. Z kształtu rejestrowanej krzywej czasów przebiegu określonej fazy wymuszonej fali sinusoidalnej możemy wnioskować o jednorodności gruntu lub o wzajemnym ułożeniu serii gruntów o różnej sprężystości.

Jednorodność gruntów na większej powierzchni i ich spójność możemy również poznać mierząc: 1) częstotliwości własne drgań gruntu, 2) krzywą tłumienia gruntu, czyli krzywą wielkości amplitudy nadanych drgań w funkcji odległości od źródła wstrząsów.

Częstotliwość własną gruntu możemy wyznaczyć dwiema metodami:

a) przez jednorazowe uderzenie (wybuch) otrzymamy z szeregu odbiorników wykres fali podłużnej o częstotliwościach charakterystycznych dla danego gruntu;

b) przez wprowadzenie gruntu w wymuszone drgania periodyczne wibratorem o ciągłym wzniesie lub zanikaniu okresów obserwując odbiór drgań na oscylografie lub wibrografie.

Częstotliwość własna warstwy gruntu lub danego zespołu skalnego jest jedną z wielkości charakteryzujących własności sprężyste tej serii. Należy ją traktować jako wielkość uzupełniającą przy określaniu własności i rozprzestrzenienia jednorodnych serii gruntów.

Zdolność przenoszenia energii drgań poprzecznych wyrażona wielkością amplitudy, mierzonej w funkcji odległości od punktu nadania drgań, jest również wielkością uzupełniającą wiedzę o spójności gruntów. Im grunt luźniejszy, tym ma mniejszą zdolność do przenoszenia fal poprzecznych (skreślniowych), tym szybciej będzie tłumiona amplituda nadanych drgań. Prędkość zanikania fali jest wielkością charakterystyczną dla stanu zagęszczenia danego gruntu. Wyznaczenie jej i obliczanie przenoszenia energii drgań jest dość ważne do obliczania fundamentów przy uwzględnianiu wielkości drgań wywołanych ruchem ulicznym lub pracą ciężkich maszyn. Mierzenie prędkości rozchodzenia się drgań sprężystych bądź tłumienia tych drgań na dużych płaszczyznach pozwala na szybkie wyznaczenie stopnia jednorodności gruntów na terenie przyszłej zabudowy.

Jednorodność prędkości rozchodzenia się drgań możemy wyznaczyć kilkoma metodami:

1) jedną z nich jest płytka odmiana metody wachlarzowej przy pomiarach drgań, wywołanych pojedynczymi uderzeniami;

2) odmianą tej metody jest badanie jednorodności pionowej gruntów.

W otworach wiertniczych wywołujemy drgania na dowolnych głębokościach i odbieramy czasy przejścia

fal geofonami ustawionymi na łukach kół, których środkiem jest otwór. Jeżeli grunt jest jednorodny lub uwarstwiony poziomo, koła są koncentryczne względem otworu drgającego. W innym przypadku otrzymamy elipsy lub powierzchnie nieregularne.

Ogólnie można stwierdzić, że badania sejsmiczne w ich różnorodnej postaci prowadzą do określenia:

1) miąższości warstw gruntów lub skał i głębokości ich zalegania;

2) jakości napotykaných warstw pod względem:

- a) ich budowy litologicznej,
- b) zawodnienia (w pewnych przypadkach),
- c) spójności i własności sprężystych;

3) wpływu pracy maszyn lub innych wstrząsów (np. praca kamieniołomów) na stateczność wznoszonej lub istniejącej budowli.

Ważnym zastosowaniem metod sejsmicznych jest możliwość wyznaczenia zagęszczenia i okresów własnych ziemnych części zapór, jak też i złóż materiałów ziemnych, przeznaczonych do budowy zapór ziemnych — w ich naturalnym ułożeniu.

Spośród metod elektrycznych używanych w geologii inżynierskiej wybijają się na pierwszy plan: metoda pomiarów pozornych oporności właściwych, czyli elektrooporowa jako metoda prądów wprowadzonych do gruntu i metoda prądów własnych, powstałych w gruncie.

W geologii inżynierskiej spotykamy się zwykle ze średnim zakresem oporności od kilku omometrów do kilku tysięcy omometrów. Grunty bowiem jako zespoły minerałów najczęściej nasycone wodą mają opory mniej kontrastowe od skał, zwłaszcza monomineralnych. Wymaga to zastosowania czulszych i dokładniejszych przyrządów pomiarowych.

Należy tu podkreślić, że wszystkie wyniki badań elektrycznych muszą być sprawdzane przynajmniej dwoma wyrobiskami górniczymi (wierceniami lub szybikami) ze względu na wieloznaczność teoretyczną otrzymywanych wartości. Takie sprawdzanie wyników pozwala na szybkie i pewne rozpoznanie dużego obszaru przy minimalnym koszcie robót.

Wykorzystując różnice oporności właściwej różnych skał i gruntów, możemy uzyskiwać szereg wiadomości potrzebnych w rozpoznaniu geologiczno-inżynierskim podłoża. Oto one:

1. Dokładne wyznaczenie głębokości zalegania:

a) piaskowca pod glinami, b) łupków ilastych pod piaskami lub żwirami, c) zawodnionych utworów holocenickich nad wapieniami. W przypadkach małych różnic oporności wyznaczenie głębokości podłoża jest niedokładne lub nawet niemożliwe. Np. łupki ilaste pod glinami, piaskowce pod suchymi piaskami; takie przypadki nadają się doskonale do badań sejsmicznych.

2. Wyznaczenie pionowych granic (uskoki) między seriami skalnymi różnymi oporowo, jak np. seria piaskowcowa w łupkach, granica piaskowców i wapieni, łupków ilastych oraz wapieni itp.

3. Okonturowanie złóż żwirów i piasków.

4. Wyznaczenie porowatości zawodnionych piasków powierzchniowych. Do tego celu musimy wyznaczyć opór pozorny warstwy piasków oraz opór właściwy nasycającej je wody. Opór wody możemy wyznaczyć z odpowiednich tablic, znając jej skład chemiczny. Znając te dwie wielkości wyznaczamy porowatość piasków w procentach. Istnieje też szereg innych metod prowadzących do określenia porowatości naturalnej piasków in situ, opartych na zjawiskach pojemności elektrycznej piasków, spowolnienia neutronów pochodzących ze sztucznego źródła opuszczanego w otwór wiertniczy w piaskach, wreszcie zastosowanie nowych odmian przyrządów opartych na zasadzie oporowej przy pomiarach w odwiertach.

Osobnym ważnym zagadnieniem powierzchniowej metody elektrooporowej jest wyznaczenie warstw wodonośnych dla potrzeb hydrogeologii.

1. Najprostszym przypadkiem warstwy wodonośnej jest wolne zwierciadło wody w warstwie powierzchniowej piasków. Tworzy ono wtedy horyzont, nad

którym występuje strefa kapilarnego podciągania wody o wielkości zależnej od średnicy ziarn piasku (w okresach suchych). Należy tu przypominąć, że opór właściwy serii wodonośnej zależy przede wszystkim od stopnia zmineralizowania wody. Dla przykładu podamy, że piasek kwarcowy o porowatości 30%, nasycony wodą o zawartości 34 g/l NaCl wykazuje opór właściwy serii 1 ohm. Ten sam piasek przy zawartości 0,2 g/l NaCl w wodzie nasycającej będzie miał opór serii wodonośnej 290 ohm. Toteż zależnie od warunków lokalnych warstwa wodonośna może zaznaczyć się jako obniżenie lub jako podwyższenie oporów badanej serii gruntów.

2. Drugą możliwością występowania warstwy wodonośnej — jest zaleganie serii piaszczystej na pewnej głębokości w otoczeniu warstw ilastych. W sondowaniu elektrooporowym warstwa taka zaznaczy się w dwu skrajnych przypadkach:

- a) gdy opór jej jest dużo wyższy od otaczających (nadległych i podścielających) — woda o bardzo małej mineralizacji,
- b) oraz gdy opór jej będzie dużo niższy od otaczających — woda silnie zmineralizowana.

Przy dużej miąższości takiej warstwy wodonośnej zaznaczy się ona na krzywej sondowania na tyle wyraźnie, że będzie można ustalić jej miąższość i głębokość zalegania.

3. Trzecim rodzajem występowania wód są wody prowadzone przez skały spękane i szczelinowate. Jeżeli będzie to strefa spękana w nienaruszonym masywie skalnym, to wypełniona wodą ma mniejszy opór właściwy od skały nienasyconej wodą. Toteż w badaniach elektrycznych potrafimy wydzielić taką strefę jako niskooporową przy dużym oporze zasadniczego masywu skalnego.

Wszystkie prace elektryczne dla hydrogeologii muszą być jak i poprzednie — sprawdzone przez nawiązanie do otworów wiertniczych lub innych wyrobisk górniczych.

Strefy kontaktowe chemicznie różnych skał, strefy przepływu gruntowych wód, strefy zwiększonej filtracji wód powierzchniowych, kierunki spływu wód gruntowych i podobne zagadnienia z zakresu badania obecności i ruchów wód podziemnych możemy rozwiązywać metodą potencjałów własnych. Wytwarzany w warstwie prowadzącej wodę potencjał elektryczny jest wprost proporcjonalny do spadku hydraulicznego i własności fizycznych wody. Zatem im woda jest bardziej zmineralizowana i im szybciej płynie, tym większy potencjał pola elektrycznego obserwujemy na powierzchni ziemi. Zaburzeniem pola elektrycznego wytworzonego przez strugę wody jest napięcie wytwarzane przez przesiąkanie wody opadowej przez zewnętrzne warstwy gruntu. Napięcia wytworzone przez wody płynące dochodzą do 100 mV.

Kierunek przepływu wód gruntowych możemy wyznaczyć kilkoma sposobami:

1. Z powierzchni, mierząc różnice potencjału między nieruchomą elektrodą centralną a przenośnymi elektrodami, rozstawionymi na obwodzie koła w 12 lub więcej kierunkach (promieniach).

2. Drugim sposobem jest pomiar zerowy linii ekwipotencjalnych wokół punktu środkowego, którym może być otwór wiertniczy lub tylko punkt odniesienia.

3. Dalszym sposobem jest wzmocnienie istniejącego pola potencjalnego przez silne zasolenie wody w otworze wiertniczym i obserwacja linii jednakowego potencjału wokół otworu. Metoda ta znacznie zwiększa wyrazistość wyniku przy powolnym przepływie wody, a nawet pozwala mierzyć prędkość przepływu wody po wprowadzeniu szeregu poprawek.

4. Istnieją też metody pośrednie (potencjałowe) wyznaczania kierunków spływu i prędkości filtracyjnej, polegające na wprowadzeniu napięcia jedoelektrodowego (z drugą elektrodą w tzw. nieskończoności) i pomiarze spadku napięcia wytworzonego pola.

Duże potencjały elektryczne powstające przy korozji metalu są przedmiotem jednego z zastosowań metody potencjałowej w badaniach inżynierskich. Mianowicie na długich trasach rurociągów prowadzonych pod ziemią występują miejsca silnej korozji rur wskutek obecności wód agresywnych lub innych przyczyn fizyczno-chemicznych. Miejsca takie są łatwo wykrywalne przez profil potencjałowy, prowadzony wzdłuż rurociągu.

Spośród metod elektrycznych zastosowanie w budownictwie wodnym, a zwłaszcza w budowie studni ma również karotaż elektryczny. Przede wszystkim posługujemy się tu pomiarami krzywej oporności i potencjałów własnych, a także pomiarami promieniowania naturalnego i wzbudzonego, m. in. do określania porowatości warstwy wodonośnej.

Najnowszą dziedziną wiedzy geofizycznej, stosowaną do poznania ułożenia i własności skał, są metody radioaktywne. Polegają one na dwóch głównych pomiarach:

- a) radioaktywności własnej skał, czyli na pomiarze intensywności promieniowania  $\gamma$ ,
- b) na pomiarze wywołanej promieniotwórczości, czyli intensywności promieni  $\gamma$  wywołanych neutronami ze sztucznego źródła.

Skały mają właściwą sobie radioaktywność, która pozwala na wyróżnienie trzech grup:

- a) o bardzo wysokiej radioaktywności, do której należą: łupki ilaste głębokowodne (czarne), bentonit, popiół wulkaniczny, sole potasowe;
- b) o wysokiej radioaktywności, mniejszej od poprzedniej o ok. 40—50%, w której znajdujemy: łupki iły i gliny;
- c) skały o małej promieniotwórczości: piaskowce, wapienie, dolomity, sole sodowe, anhydryty łup.

Skały magmowe mają przeważnie większą radioaktywność dzięki dużym zawartościom pierwiastków ciężkich.

Istnieją trzy sposoby badania radioaktywności własnej skał:

1. Badania laboratoryjne próbek;
2. Pomiary radioaktywności w otworach wiertniczych (pomiaru można wykonywać tu w otworach zarurowanych);
3. Pomiary powierzchniowe. Polegają one na dwu zasadach:

a) na omówionych już różnicach promieniotwórczości właściwej różnych skał, na których podstawie można prowadzić powierzchniowe poszukiwania skał promieniotwórczych;

b) na zjawisku polegającym na tym, że szczeliny skalne wypełnione są przeważnie radonem i mogą być łatwo wykrywalne pod nakładem zwierzelin.

Skały osadowe zawierają pierwiastki promieniotwórcze w ilości zależnej od genezy. Obecność skał o dużej zawartości pierwiastków promieniotwórczych na powierzchni ziemi zaznaczy się zwiększoną radioaktywnością nadkładu. Jeżeli w skałach zawierających w niewielkim procencie pierwiastki promieniotwórcze nastąpi pęknięcie tektoniczne i powstanie otwarta szczelina, ułatwia ona wędrówkę radonu ku górze, co obserwujemy w pomiarach radioaktywności powietrza glebowego — w postaci nagłego „skoku” nad szczeliną. Również wypełnienie szczelin materiałem ilastym z zawartością soli potasowych albo innych ciał promieniotwórczych lub krążenie w nich wód radioaktywnych (w skałach o znikomej radioaktywności własnej) daje w pomiarach wyraźną różnicę, pozwalającą na ustalenie biegu szczeliny. Jest to dotychczas, obok pomiarów porowatości piasków, jedno z najlepszych zastosowań badań radioaktywności w geologii inżynierskiej.

Jednym z najdawniej znanych zjawisk geofizycznych jest zjawisko pobudliwości magnetycznej. Wiemy, że magmowe skały zasadowe wykazują dużą pobudliwość, natomiast skały osadowe praktycznie nie wykazują jej zupełnie. Toteż w rejonach, gdzie

mogą występować intruzje skał wylewnych lub inne formy magmatyczne, należy najpierw zbadać magnetycznie projektowane osie zapór lub trasy tuneli, gdyż strefy kontaktowe skał osadowych z magmatycznymi (zwłaszcza wylewnym) bywają najczęściej bardzo zruszone i wypełnione wodami, niekiedy zmineralizowanymi. Prześledzenie obecności takich stref w projektowanej budowlí wodnej może zapobiec przykrym niespodziankom w czasie realizacji budowy, a nawet może zasygnalizować konieczność zmiany lokalizacji.

Celem niniejszego artykułu było pokazanie szerokiego zastosowania badań geofizycznych w problematyce geologii inżynierskiej i hydrogeologii bez zagłębiania się w teoretyczne podstawy poszczególnych metod geofizycznych i interpretację pomiarów polewych. Nadmienić należy, że prawie wszystkie opisane tu sposoby badań zostały wprowadzone przez Przedsiębiorstwo Geologiczno-Inżynierskie Energetyki, a kilka z nich zostało opracowane teoretycznie po raz pierwszy właśnie w tym przedsiębiorstwie.