

**PRÓBA IDENTYFIKACJI UKŁADU HYDROSTRUKTURALNEGO
SYSTEMU WODONOŚNEGO MIĘDZYRZECZA LEŚNICY I BIAŁKI
NA PODSTAWIE BADAŃ GEOFIZYCZNYCH**

UKD 551.79(438.312):550.837.311.05

Niniejszy artykuł jest prezentacją wyników badań geofizycznych wykonanych w latach 1982–1984 w ramach pracy dyplomowej w Zakładzie Geofizyki Geologicznej IHiGI WG UW (15).

Badania geofizyczne przeprowadzone metodą pionowych sondowań elektrooporowych (PSE) posłużyły rozpoznaniu głębokiej budowy geologicznej rejonu międzyrzecza Leśnicy i Białki we wschodniej części Kotliny Nowotarskiej w zakresie umożliwiającym zdefiniowanie układu hydrostrukturalnego systemu wodonośnego omawianego obszaru. Uzupełniające badania hydrogeo-

logiczne pozwoliły na konstrukcję odpowiedniego schematu hydrogeologicznego, na podstawie którego zbudowano model matematyczny.

Opracowanie w ZGG IHiGI przez zespół doc. dr hab. J. Szymanki nowoczesnej metodyki kompleksowej interpretacji krzywych PSE stało się pretekstem do ponownej analizy tamtych materiałów geofizycznych i prezentacji jej wyników z wykorzystaniem grafiki komputerowej.

*

Na badanym terenie najważniejszym środowiskiem wód podziemnych są osady piaszczysto-żwirowe pokry-

wy czwartorzędowej. Pierwszorządne znaczenie odgrywają tu aluwia dolin rzecznych oraz utwory fluwioglacjalne i fluwialne stożków plejstocenijskich, gdzie gromadzą się wody odpływające z wyżej położonych jednostek litologiczno-strukturalnych. Korzystny skład granulometryczny (wysokie współczynniki filtracji) oraz wydajność jednostkowa ok. 35 m³/h/m depresji (7) świadczą o dużych możliwościach eksploatacyjnych tego obszaru.

Stosunkowo nieliczne na tym terenie wiercenia skupiają się w jego północno-wschodniej części, gdzie prace prowadziło PGBW „Hydrogeo” – Oddział w Krakowie, w celu rozpoznania głębokości, morfologii stropu i litologii utworów fliszu magurskiego dla potrzeb budownictwa wodnego (12).

Dane z wierceń wskazują na istnienie dwóch płaskich cokołów fliszowych spoczywających płytko pod tarasami bałtyckimi lub holocenijskimi doliny Dunajca: jednego w rejonie Dębna (525–519 m npm), drugiego zaś koło Frydmana (ok. 516 m npm). Między nimi ciągnie się rów wypełniony ok. 100-metrowej miąższości osadami czwartorzędowymi spoczywającymi na utworach neogeńskich. Obniżenie to ma charakter zapadliskowy i świadczy o tektonicznym pochodzeniu wschodniej części kotliny (10).

Sprawą otwartą pozostaje zaś zachodnia kontynuacja tej formy (zwanej rowem Frydmana) w obrębie omawianego terenu.

Próba określenia miąższości pokrywy czwartorzędowo-neogeńskiej na obszarze międzyrzecza Leśnicy i Białki jest głównym celem niniejszej pracy.

WYNIKI BADAŃ GEOFIZYCZNYCH

Granice obszaru objętego rozpoznaniem wyznaczają:

- od zachodu: rzeka Leśnica, od wsi Rusiny do ujścia do Dunajca,
- od północy: Dunajec, między ujściami Leśnicy i Białki,
- od wschodu: Białka, od północnych krańców wsi Białka po ujście,
- od południa: równoleżnikowa linia biegnąca od wsi Rusiny ku wschodowi kilkaset metrów na południe od szosy łączącej Groń Rusiny z Trybszem po północny skraj wsi Białka.

Cały ten teren o powierzchni ok. 37 km² leży w granicach administracyjnych województwa Nowy Sącz.

Badania geofizyczne polegały na pomiarach właściwości oporowych skał w polu prądu stałego metodą sondowań w symetrycznym układzie Schlumbergera (18). Zastosowany rozstaw elektrod prądowych wyniósł od 160 do 320 m AB/2. Ogółem w ramach prac terenowych wykonano 71 sondowań, a ich lokalizacja była głównie uzależniona od takich czynników, jak:

- równomierne rozpoznanie wgłębnej budowy,
- wykonanie sondowań parametrycznych w sąsiedztwie istniejących wierceń,
- techniczna łatwość przeprowadzenia pomiarów (przekroje wzdłuż szos i dróg polnych).

W ten sposób średni odstęp między sondowaniami wyniósł 600 m, a kierunek rozstawu linii pomiarowych był przeważnie zgodny z kierunkiem przekroju.

Dalszą interpretację wykonanych pomiarów prowadzono wzdłuż linii 8 przekrojów geoelektrycznych (ryc. 1A).

Interpretacja jakościowa. Wstępna ocena krzywych połowych PSE wskazuje na wielowarstwowy charakter ośrodka skalnego. Krzywe wykazują zwykle obecność

4–8 warstw o różnym oporze właściwym. Sąsiednie sondowania na odcinkach poszczególnych przekrojów, mimo różnic właściwości geoelektrycznych partii przypowierzchniowych ośrodka skalnego, wykazują daleko idącą zbieżność odcinków krzywych odpowiadających głębszej prospekcji. Krzywe $\rho_a^s(r)$ mają zwykle zakończenie typu *K* lub *KQ*, co oznacza, że najgłębiej leżące utwory (z objętych polem elektrycznym) charakteryzują się względnie niskimi wartościami oporu właściwego. Świadczy to, iż prospekcja dotarła tu do spągu wyżejporowego nadkładu.

Analiza profili wiercniczych z okolic Dębna (10, 12) w zestawieniu z krzywymi sondowań parametrycznych, wykonanych w ich sąsiedztwie, pozwala sądzić, że warstwy wysokooporowe – to czwartorzędowe osady piaszczysto-żwirowe.

Trudności natomiast nasuwa jednoznaczna interpretacja geologiczna dolnego, niżejoporowego kompleksu. Jak wynika z wierceń, mogą go stanowić zarówno utwory fliszowe podłoża, jak i lokalnie spoczywające na nich ilasto-mułowcowe osady neogenu.

Zdaniem H. Niedzielskiego, J. Monkiewicza, M. Żelaznej (11) jednoznaczna identyfikacja podłoża fliszowego jest możliwa do ok. 30 m ppt. W strefach, gdzie głębokość ta jest większa wynik staje się obarczony coraz większym błędem, wynikającym z braku dostatecznie dużych kontrastów oporowych między fliszem i leżącymi na nim ilasto-mułowcowymi osadami neogeńskimi. Dlatego też przedstawiona przez nich (11) wynikowa mapa hydrogeologiczna zawiera izoliniowy obraz spągu warstwy wodonośnej opisaną wieloznacznie jako „strop utworów fliszowych lub strop wkładek gliniastych lub warstwy o współczynniku filtracji *k* dziesięciokrotnie mniejszym od współczynnika filtracji warstwy wodonośnej”.

Podobnie brak wyraźnego kontrastu oporowego między fliszowymi utworami podłoża a pienińskim pasem skałkowym, skrytym na odcinku międzyrzecza Leśnicy i Białki pod płaszczem osadów pokrywowych. Stosunkowo niskie wartości oporu rzeczywistego zagłębionych części skałek można tłumaczyć istnieniem w ich obrębie licznych i zapewne zawodzionych szczelin. Najniższe opory odpowiadają marglom puchowskim oraz ilom powstałym przez tektoniczne roztarcie tych margli przy współdziałaniu zawodnienia (4).

Wszystko to powoduje daleko idące podobieństwo w obrazie geoelektrycznym zarówno różnych litologicznie i wiekowo utworów podłoża (flisz Podhala, pieniński pas skałkowy, flisz magurski) wschodniej części Kotliny Nowotarskiej, jak i wspomniany brak dostatecznego kontrastu ze słabo przepuszczalnymi ilastymi lub gliniastymi utworami nadkładu.

Dlatego, pamiętając o tych ograniczeniach, szczególnie dużo uwagi poświęcono etapowi interpretacji jakościowej na wytyczonych przekrojach geoelektrycznych. Zastosowano tu nową metodykę opartą na komputerowym systemie kodowania (przy użyciu digitizera) i kompleksowej jakościowej i ilościowej interpretacji krzywych połowych PSE – pakiet programów INCEL (13). Umożliwia on uzyskanie jakościowego obrazu rozkładu oporności pozornej $\rho_a^s(r)$, jej transformaty $\rho_a^T(r)$ lub stosunku oporów $W(r)$ w odwzorowaniu na płaszczyznę poziomą lub pionową.

Ze względu na stosunkowo rzadką sieć sondowań w tym opracowaniu ograniczono się do przedstawienia takich izoliniowych konstrukcji jedynie na liniach przekrojów. Interpretację jakościową przeprowadzono na podstawie przekrojów izoomów oporności pozornej wy-

kreślonych przy zastosowaniu arytmetycznej skali pionowej z uwzględnieniem morfologii terenu (rzędnych PSE). Taki sposób prezentacji wydał się najbardziej ekspresyjny. Inne prezentacje jakościowe okazały się mniej czytelne.

Uzyskany obraz jakościowy odzwierciedla przypuszczalny charakter zalegania warstw, morfologię niżejopodłoża oraz jego zmienność w różnych częściach kotliny. Szczególnie przydatny był dla wyznaczenia w podłożu przypuszczalnych stref nieciągłości tektonicznych. Na ogół istnienie takich stref nieciągłości znalazło swoje uzasadnienie w trakcie interpretacji geologicznej.

Sposób przedstawienia budowy wglębnej za pomocą rozkładu parametrów fizycznych środowiska skalnego pozwolił w dużym stopniu ograniczyć zjawiska ekwiwalentności i utajenia wpływające na wieloznaczność interpretacji ilościowej.

Interpretacja ilościowa. Geofizyczną interpretację ilościową przeprowadzono za pomocą programu JACK ze wspomnianego wcześniej pakietu INCEL. Pierwsza faza polegała na „ręcznym” poszukiwaniu parametrów warstw (oporu i miąższości) dających minimalizację różnicy wartości na krzywej polowej i teoretycznej policzonej dla tak przyjętego modelu. Druga faza wykorzystuje procedurę LSQ, iteracyjny proces przybliżeń parametrów (oporu lub miąższości) warstw dla uzyskania jeszcze lepszej zgodności. Taka metoda (z możliwością każdorazowego podglądu transformowanej krzywej polowej i teoretycznej) eliminuje subiektywność przestarzałej techniki nomogramowej oraz pozwala na identyfikację

w profilu geoelektrycznym utajonych horyzontów oporowych.

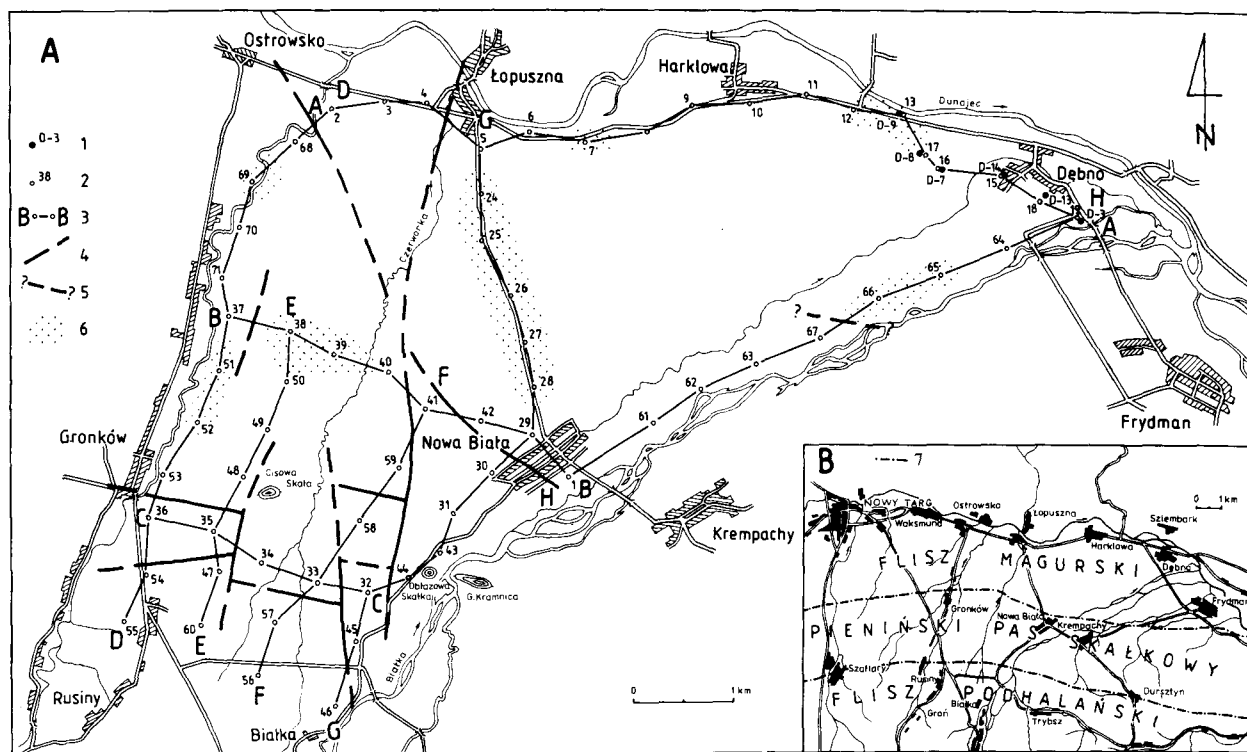
Tak zinterpretowane wzdłuż linii 8 ciągów krzywe PSE pozwoliły uzyskać ilościowe przekroje geoelektryczne, będące obrazem sposobu zalegania i zmienności parametrów fizycznych wydzielonych warstw (ryc. 2).

Interpretacja geologiczna. Kończącym etapem interpretacji była geologiczna identyfikacja poszczególnych wydzielen obrazu fizycznego uzyskanego w fazie interpretacji jakościowej i ilościowej. Czynność tę prowadzono kompleksowo, łącząc elementy poznania geologicznego i geofizycznego.

Jak wynika z sondowań parametrycznych z okolic Dębna, mamy tu do czynienia z tzw. złożoną korelacją rzeczywistych warstw i fizycznych wydzielen profilu geoelektrycznego. Efektem tego jest wiele uproszczeń z jakimi faktyczna budowa geologiczna odzwierciedla się w obrazie geofizycznym. Główne przyczyny tego zjawiska (18) to:

- podobne cechy fizyczne skał różniących się genezą i wiekiem,
- wpływ innych niż litologia i stratygrafia czynników na właściwości fizyczne skał (np. zawodnienie),
- utajenie warstw na krzywych PSE,
- uśrednienie obrazu fizycznego o charakterze pseudoizotropowym.

Zjawisko utajenia warstw udało się wyeliminować (lub w dużym stopniu ograniczyć) dzięki przyjętej technice interpretacji. Głębokość do strefy aeracji (zawodnienia) szacowano na podstawie mapy hydroizohips

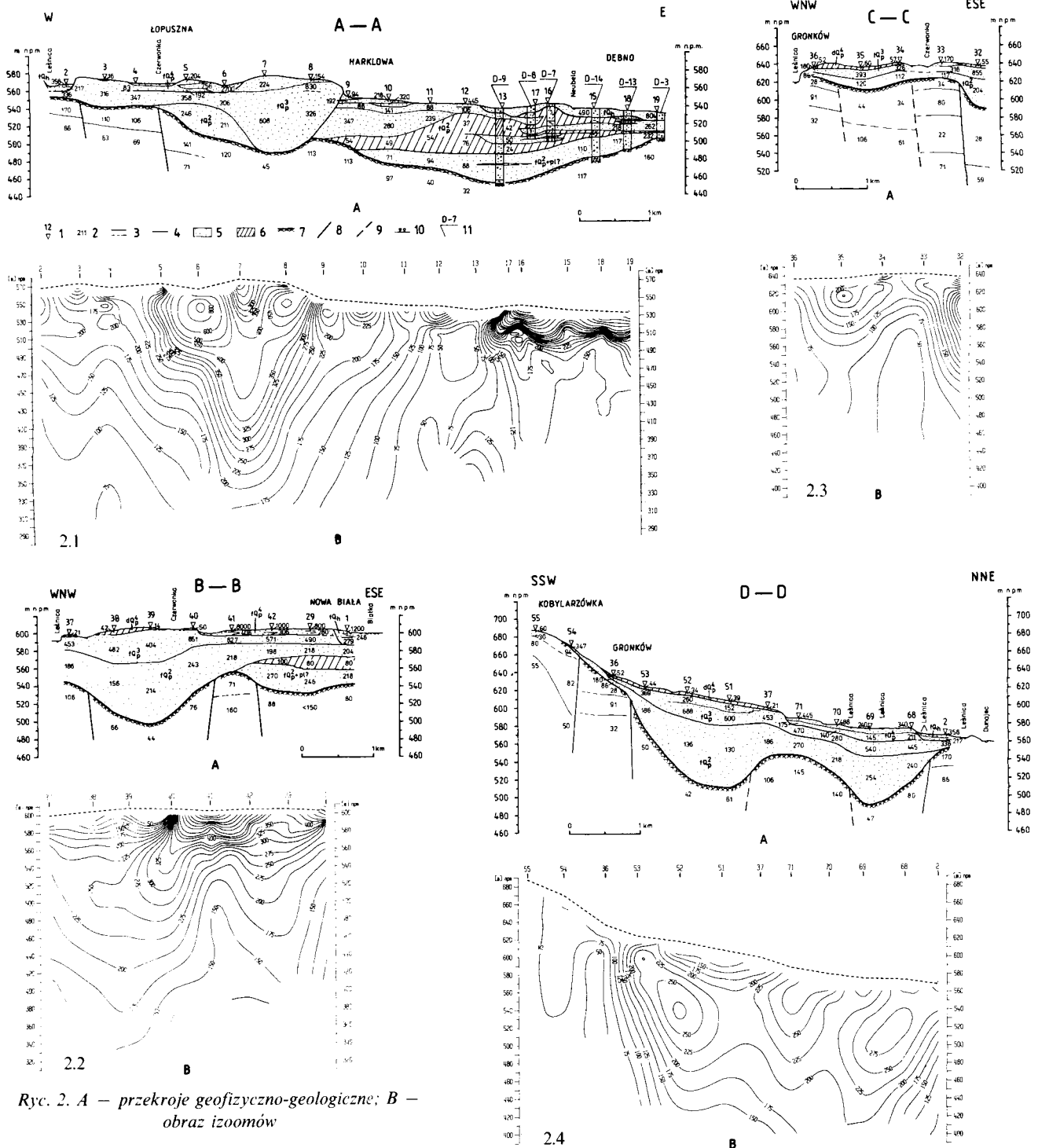


Ryc. 1. A – mapa wyników badań geofizycznych międzyrzecza Leśnicy i Białki; B – mapa głównych jednostek strukturalnych Podhala (wg 8)

Fig. 1. A – results map of geophysical research of region between the rivers Leśnica i Białka; B – map of major structural units of Podhale (after 8)

1 – numer pionowego sondowania elektrooporowego (PSE), 2 – numer otworu wiertniczego (wg 11), 3 – symbol i linia przekroju geofizycznego, 4 – strefa uskokowa, 5 – strefa uskokowa o nieokreślonym kierunku, 6 – rejon maksymalnych miąższości osadów pliocenско-czwartorzędowych, 7 – granice jednostek strukturalnych

1 – sounding number, 2 – bore hole number, 3 – symbol and geophysical cross-section line, 4 – fault zone, 5 – fault zone with undefined direction, 6 – area of maximum thickness of Pliocene-Quaternary deposits, 7 – boundaries of structural units



Ryc. 2. A – przekroje geofizyczno-geologiczne; B – obraz izomów

1 – numer PSE, 2 – oporność właściwa (omm), 3 – granica horyzontów oporowych (pewna i prawdopodobna), 4 – granica kompleksów różnowiekowych, 5 – utwory dobrze przepuszczalne, 6 – utwory słabo przepuszczalne, 7 – podłoże, 8 – strefa

miedzyrzecza Leśnicy i Białki (7, 15). Natomiast niewątpliwy wpływ na pewną generalizację obrazu geofizycznego miały pozostałe dwa czynniki. Ostatni z nich, tzw. uśrednienie pseudoanizotropowe jest charakterystyczne dla warunków znacznej, komplikacji budowy geologicznej, wyrażających się istnieniem licznych przewarstwień, często wyklinowujących się, a także wychylonych od położenia płasko-równoległego. Taki właśnie styl budowy jest tu reprezentowany, co wynika ze stożkowego charakteru sedymentacji i z wpływu procesów neotektonicznych (9, 16).

uskokowa, 9 – prawdopodobna strefa nieciągłości, 10 – zwierciadło wód podziemnych, 11 – numer otworu wiertniczego (w otworach szrafura standardowa)

Z tego powodu identyfikację geologiczną przeprowadzono w ograniczonym zakresie, wydzielając na przekrojach dwa główne zespoły osadów słabo i dobrze przepuszczalnych, spoczywających na niżejoporowym podłożu. Dodatkowo na podstawie zróżnicowania parametrów fizycznych w pionie podzielono wymienione zespoły na kilka horyzontów.

Analiza materiałów archiwalnych (2, 3, 6–8, 10–12) pozwala stwierdzić, że opisane osady – to czwartorzędowe pokrywy fluwiogłacialne, odpowiadające trzem kolejnym zlodowaceniom. Stanowią one główną masę osadów

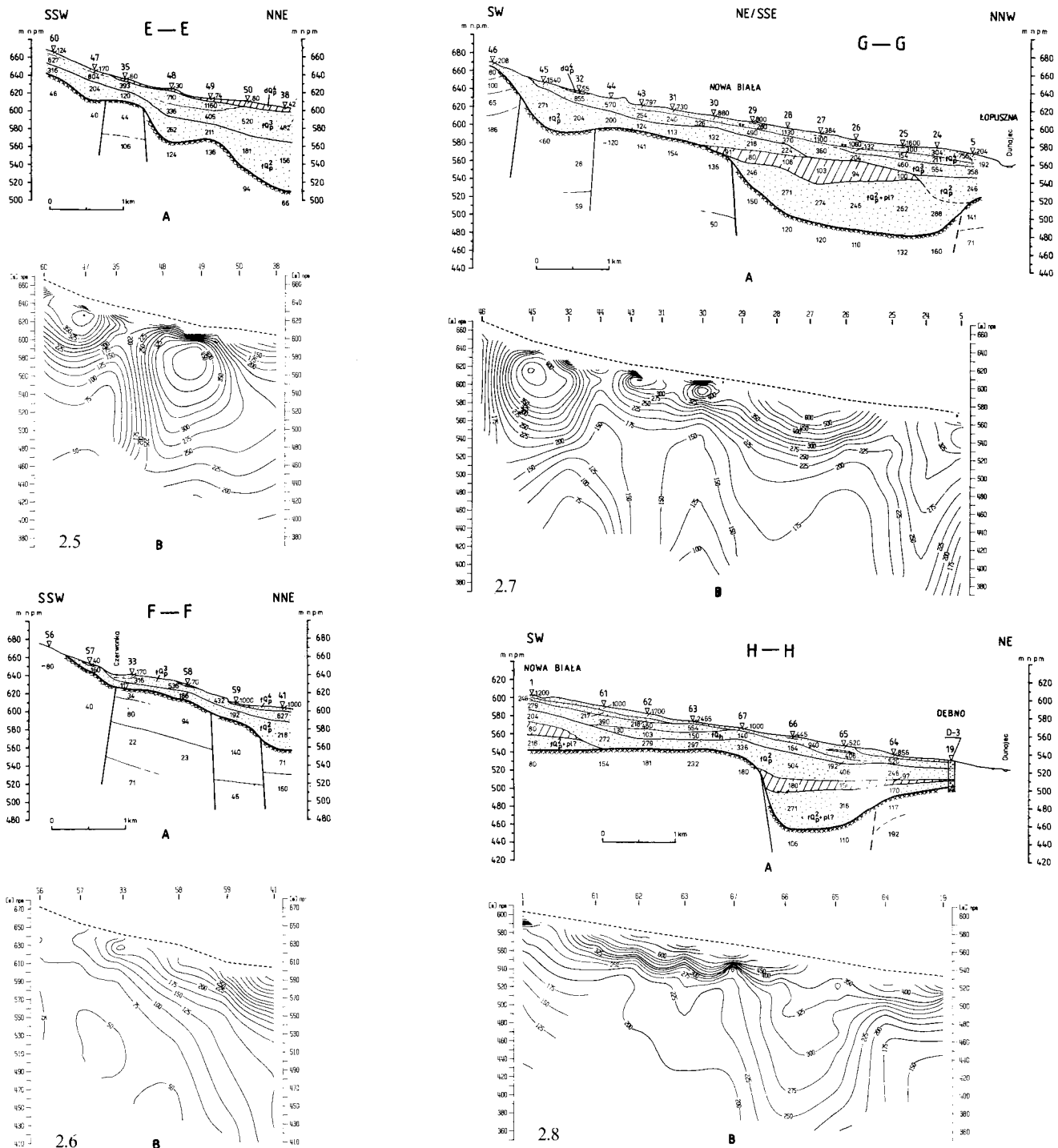


Fig. 2. A — geophysical-geological cross-sections; B — image of isomorphs

1 — sounding number, 2 — resistivity (ohm), 3 — boundary resistivity horizons (controlled and inferred), 4 — boundary of

wypełniających wschodnią część Kotliny Nowotarskiej.

W plejstocenie, wskutek obniżania się podstawy erozyjnej rzek w interglacjalach, następowało rozcinanie pokryw oraz ich cokołów fliszowych i skałkowych, a kolejne, młodsze tarasy żwirowe były osadzane warkoczowo na coraz niższym poziomie (1).

Posługując się nomenklaturą K. Birkenmajera (2, 3) dla trzech ww. pokryw fluwioglacjalnych, autor identyfikuje wyróżnione przez siebie na przekrojach geofizyczno-geologicznych kompleksy oporowe.

different age complexes, 5 — well permeable deposits, 6 — less permeable deposits, 7 — basement, 8 — fault zone, 9 — inferred noncontinued zone, 10 — groundwater level, 11 — bore hole number (in bore holes standard graphic symbols)

— Komplex najwyższy jest najmłodszym tarasem żwirowym zlodowacenia bałtyckiego fQ_p^+ . Występuje on zwykle na powierzchni, z wyjątkiem dolin rzecznych (gdzie spoczywa pod przykryciem holocenickich tarasów Leńnicy, Białki lub Czerwonki fQ_n) i obszarów pokrytych cienkim płaszczem glin soliflukcyjnych i zwietrzelinowych dQ_p . Miąższość tej pokrywy nie przekracza 20 m, a jej dolna granica może mieć niekiedy charakter hipotetyczny, ze względu na obecność zwierciadła wód gruntowych. Dlatego też niekiedy kompleks ten jest dwudziel-

ny pod względem oporowym. Wysokie wartości oporów powyżej 200 omm (nawet kilka tysięcy) w strefie aeracji i 150–400 omm w strefie saturacji wskazują na dobre właściwości kolektorskie.

– Kompleks niższy jest starszym tarasem żwirowym fQ_p^3 . Spoczywa on na utworach pokrywy fluwioglacjalnej zlodowacenia południowopolskiego lub wprost na podłożu. Powszechnie odsłania się na powierzchni w południowej części terenu (lub występuje pod cienkim płaszczem osadów tarasowych i zwietrzelinowych). Na północy buduje południową skarpe wysoczyzny wzdłuż doliny Dunajca aż po wieś Harkłowa. Wartości oporów właściwych powyżej 200 omm w strefie saturacji wskazują na wybitnie żwirowe wykształcenie osadów tego tarasu. Miąższość, przeważnie większa niż poprzednio opisanego kompleksu, waha się w granicach 10–40 m. Maksymalną grubość pokrywa tego wieku ma na przekroju A–A (ryc. 2.1); wynosi ona ok. 90 m. Głęboko wcięta w młodsze osady sięga tu wprost utworów podłoża.

– Kompleks najniższy jest najstarszym plejstocenicznym tarasem żwirowym fQ_p^2 . Występuje on powszechnie na wszystkich przekrojach na głębokości od kilku do ok. 40 m ppt, przykryty przez osady młodszych pokryw lub holocenicznymi tarasami Dunajca i Białki. Tylko lokalnie odsłania się na powierzchni w okolicach wsi Harkłowa. Charakteryzują go relatywnie mniejsze wartości oporów właściwych od nadległego kompleksu fQ_p^3 (i na tej m.in. podstawie był identyfikowany w profilu pionowym), świadczące o drobniejszej frakcji osadów lub większym stopniu zailenia. Takie jednorodne piaszczysto-żwirowe wykształcenie osadów tego wieku notujemy w części południowej, zachodniej i północno-zachodniej rejonu badań, gdzie spoczywają one wprost na utworach podłoża osiągając miąższości 6–70 m.

W części środkowej (ok. Nowej Białej i Łopusznej) i północno-wschodniej (okolice Dębna) kompleks ten ma odmienny, dwudzielny charakter. Podobne jak opisane wcześniej, wysokooporowe (wodoprzepuszczalne) utwory podścielające są wyraźnie nizejoporowymi (<100 omm) osadami o miąższości od kilku do ok. 40 m, w peryferyjnych partiach doliny Białki. W wierceniach okolicy Dębna i Frydmana są to plejstoceniczne osady, ilasto-mułowcowe, zaliczane przez H. Niedzielskiego do tzw. kompleksu „b” (10).

W miejscach przegłębienia dna kotliny, bezpośrednio pod tym słabo przepuszczalnym pakietem, stanowiącym spąg kompleksu fQ_p^2 , wyróżniono jeszcze jeden kompleks utworów wyżejoporowych (71–271 omm) o maksymalnej miąższości zanotowanej na południe od osi Łopuszna (ryc. 2.7). Na podstawie wierceń z okolic Dębna można stwierdzić, że w części stropowej stanowią go plejstoceniczne osady żwirowe tzw. kompleksu „a”, związane ze zlodowaceniem południowopolskim (10). Część spągowa natomiast, mimo że litologicznie podobnie wykształcona, reprezentuje prawdopodobnie najmłodszy trzeciorzęd. Wskazuje na to profil otworu D-9, gdzie utwory w przelocie 62,5–84,0 m ppt, odpowiadające dolnym partiom tego najniższego kompleksu, uznano za pliocen na podstawie analogii z oznaczonymi palynologicznie (10) niewątpliwymi osadami pliocenu w wierceniach F-2 we Frydmanie. Tymczasem przez swoje podobieństwo litologiczne nie wykazują one żadnego kontrastu oporowego z nadległymi żwirami zlodowacenia południowopolskiej części stropowej ostatniego wydzielenia.

Ponieważ sytuacja taka jest wielce możliwa i w innych miejscach omawianego terenu, już nie rozpoznanych wierceniach, proponuje się ostatniemu wydzieleniu przy-

pisząc nazwę „ $fQ_p^2 + pl$ ”, adekwatnie do jego prawdopodobnego plioceniczno-plejstocenicznego wieku.

Oznacza to, że przedstawiony na przekrojach spąg ww. kompleksów nie jest jednoznaczny ze stropem starszego podłoża fliszowo-skałkowego. W rejonie Dębna granica ta odpowiada stropowi ilasto-mułowcowych osadów neogenu. W wielu rejonach dno kotliny mogą zaś stanowić gliny zwietrzelinowe, spoczywające na starszym podłożu, podobnie nie wykazujące z nim dostatecznego kontrastu oporowego. W otworze D-14 miąższość ich dochodzi do 5 m.

Dlatego pod pojęciem podłoża należy tu rozumieć ogólnie zespół różnych litologicznie, genetycznie i wiekowo utworów, będących *de facto* spągami utworów wodonośnych gromadzących wody porowe. Granicy tej jednak w ogóle nie można utożsamiać z dolnym zasięgiem utworów zawodnionych, zwłaszcza w południowej części terenu. Cienka pokrywa osadów klastycznych sprawia, że rośnie tu udział wód typu szczelinowego. Powyżej zasięgu zasypania żwirami tatrzańskimi występują wody wyłącznie o tym charakterze. Całość wykazuje ścisłą więź hydrauliczną z wodami porowymi kotliny. O istnieniu wspólnego poziomu wodonośnego świadczy zarówno chemizm tych wód, jak i charakter przestrzennego układu hydroizohips (7).

W podsumowaniu można stwierdzić, że system wodonośny międzyrzecza Leśnicy i Białki jest złożoną makrostrukturą, co jest wynikiem równoleżnikowo rozciągających się elementów geologiczno-strukturalnych z prostopadle do nich rozwiniętą siecią hydrograficzną (ryc. 1B). Prospekcja geofizyczna pozwoliła na identyfikację środowiska wód porowych, z hydrogeologicznego punktu widzenia najistotniejszego. Parametry charakteryzujące wody szczelinowe fliszu Podhala, fliszu jednostki magurskiej oraz utwory łupkowo-marglisto-piaskowcowe i węglanowe pienińskiego pasa skałkowego wskazują na znikome możliwości eksploatacyjne tych utworów (6).

Badania wykazały, że główną masę spośród osadów wypełniających stanowią czwartorzędowe utwory pokrywy fluwioglacjalnej zlodowacenia południowopolskiego. Parametry wyróżnionych w obrębie nadkładu warstw wskazują na zróżnicowanie właściwości hydrogeologicznych zarówno w pionie, jak i w poziomie. Istnienie w obrębie utworów dobrze przepuszczalnych przewarstwień glin i ilów może powodować lokalnie występowanie warunków naporowych w podsystemie głębszych wód podziemnych.

Morfologia podłoża na objętym rozpoznaniem obszarze jest bardzo urozmaicona. W części obszaru na północ od pienińskiego pasa skałkowego stwierdza się wyraźne przegłębienie podłoża, a utwory pokrywy dochodzą miejscami do ok. 100 m miąższości. Obrzeżenia tej nieckowatej depresji mają prawdopodobnie kontakt tektoniczny z resztą masywu. Jest to, jak się wydaje, zachodnia kontynuacja zapadliska tektonicznego tzw. rowu Frydmana. Ciągnie się on przez cały teren prawie równoleżnikową strefą o bardzo różnej szerokości. W części wschodniej obszaru ma postać wąskiej rynny ograniczonej przypuszczalnie dyslokacją pod doliną Białki na wysokości Frydmana (ryc. 2.8). Na przekroju wzdłuż szosy Nowa Biała–Łopuszna (ryc. 2.7) gwałtownie rozszerza się do ok. 3 km. Dalej na zachód, pod rzeką Leśnicą obniżenie to zyskuje charakter dwóch izolowanych przegłębień, z których północne sięga prawie ujścia Leśnicy do Dunajca. Tutaj aż po okolice Łopusznej na wschodzie podłoża występuje płytko (ok. 20–25 m ppt), przypomi-

nając opisane przez H. Niedzielskiego „cokoły fliszowe” z okolic Dębna i Frydmana (10).

Podłoże depresji ma w obrazie geofizycznym niejednorodny charakter. W północnej części obszaru różne opory właściwe — to przypuszczalnie świadectwo zmiennej litologii ogniw fliszu lub obecności osadów neogenu. W pieniąskim pasie skałkowym reprezentowanym przez bardzo różnie litologicznie i genetycznie osady, dodatkowo zmienione i zaburzone tektonicznie, identyfikacja zmian oporów jest praktycznie niemożliwa. Wyróżnienie na tym obszarze horyzonty oporowe w obrębie podłoża należy traktować jako czysto fizyczne granice zmian właściwości elektrycznych masywu skalnego.

Podobnie fizyczny charakter ma wynikowy obraz przebiegu stref tektonicznych, tym niemniej nietrudno znaleźć analogie między wyinterpretowanymi na podstawie prospekcji geofizycznej strefami nieciągłości a przypuszczalnymi dyslokacjami opisywanymi wcześniej w literaturze (9, 16, 17).

Istnienie strefy dyslokacyjnej przechodzącej przez wieś Nowa Biała potwierdzają np. zdjęcia lotnicze (14). Południkowe uskoki zaś są najprawdopodobniej dużymi dyslokacjami zrzucającymi i przesuwającymi blokowo utwory skałkowe między Leśnicą i Białką. Najbardziej wschodni z tych uskoków, to zapewne przedłużenie regionalnej strefy dyslokacyjnej Białki (9). Jest to współcześnie aktywna strefa tektoniczna, mająca ścisły związek z utworzeniem w przeszłości przez Białkę południkowej skarpy przecinającej kotlinę aż po koryto Dunajca (16).

L I T E R A T U R A

1. B i r k e n m a j e r K. — Przewodnik po Pienińskim Pasie Skałkowym. Część I. Wyd. Geol., 1958.
2. B i r k e n m a j e r K. — Mapa geologiczna Pienińskiego Pasa Skałkowego ark. Frydman, skala 1:10000. Inst. Geol., 1962.
3. B i r k e n m a j e r K. — Mapa geologiczna Pienińskiego Pasa Skałkowego ark. Nowa Biała, skala 1:10000. Ibidem, 1964.
4. K i b i t l e w s k i S., K u r c z A. — Prz. Geol., 1977 nr 4 s. 199—201.
5. M a ł e c k a D. — Biul. Geol. Wyd. Geol. UW, 1973 t. 15 s. 87—162.
6. M a ł e c k a D. — Hydrogeologia Podhala. Arch. IHiGI WG UW, 1979.
7. M a ł e c k a D. — Hydrogeologia zlewni Leśnicy na tle warunków geologicznych międzyrzecza Białego Dunajca i Białki. Ibidem, 1967.
8. M a ł e c k a D. — Mapa głównych jednostek geologicznych Podhala i obszarów przyległych w skali 1:100000. Wyd. Geol., 1982.
9. M a s t e l l a L. — Roczn. Pol. Tow. Geol., 1975 z. 3—4 s. 361—401.
10. N i e d z i e l s k i H. — Ibidem, 1971 z. 2 s. 397—408.
11. N i e d z i e l s k i H., M o n k i e w i c z J., Ż e l a z n a M. — Badania geofizyczne dla projektu obwałowań ochronnych dla miejscowości Frydman i Dębno. PGBW „Hydrogeo”. Arch. CUG, 1965.
12. N i e d z i e l s k i H., M o n k i e w i c z J., Ż e l a z n a M. — Dokumentacja geologiczno-inżynierska do projektu wstępnego ochrony wsi Frydman i Dębno. PGBW „Hydrogeo”. Ibidem, 1966.
13. Pakiet programów do kompleksowej interpretacji jakościowej i ilościowej krzywych pionowych son-

dowań elektrooporowych. INCEL. Arch. ZGG IHiGI WG UW, 1988.

14. Polska na zdjęciach lotniczych i satelitarnych. Pr. zbior. pod red. R. Olędzkiego. PWN, 1988.
15. S o j s k i G., W a r z e c h a P. — Badania geofizyczne i modelowe systemu wodonośnego międzyrzecza Leśnicy i Białki. Arch. IHiGI WG UW, 1984.
16. S z c z e s n y R. — Geologiczna interpretacja wybranego lineamentu z Podhala. Biul. Geol. Wyd. Geol. UW, 1987 t. 31.
17. S z c z e s n y R. — Interpretacja budowy geologicznej fragmentów Kotliny Nowotarskiej z zastosowaniem teledetekcji. Arch. IGP WG UW, 1982.
18. S t e n z e l P., S z y m a n k o J. — Metody geofizyczne w badaniach hydrogeologicznych i geologiczno-inżynierskich. Wyd. Geol., 1973.

S U M M A R Y

The paper presents results of geophysical research (geo-electrical resistivity method) which was done for recognizing thickness of Quaternary-Neogene cover of the eastern part of the Nowy Targ Valley.

An interpretation of geophysical data was realized by using modern computer technic.

Geological identification of geophysical data suggests, that the main part of Quaternary fluvio-glacial cover is composed of Cracow-glaciation deposits. There were found less permeable deposits like clays, slits and loams, too. It can cause pressure conditions in the subsystem of deep groundwater.

Neogene deposits exist in the places of overdeep. These deposits have the same resistivity as the overlying Cracow-glaciation deposits developed as sands and gravels. Because of that it is impossible using resistivity differences to separate these two complexes.

The same problem relates to basement. Locally this boundary corresponds with roof of unpermeable deposits of Neogene or degraded clays.

The bottom of this Valley is very differentiated. On the north of Pieniny Klippen Beld extends parallelly well-marked trough. Cover deposits are ca 100 m thick. The author suggests, that this trough can be western continuation of Dębno—Frydman fault zone.

All dislocations were obtained from geophysical informations. It is noticeable, that these fault zones correspond with early described zones.

Р Е З Ю М Е

В статье представлены результаты исследований электросопротивлений (методом вертикальных зондирований), проведенных для определения мощности четвертично-неогенового покрова восточной части Новотарской котловины. Интерпретация геофизических материалов была проведена с использованием современной компьютерной техники.

Геологическая идентификация геофизической картины указывает на то, что основную массу четвертичных водно-ледниковых покровов, заполняющих котловину, представляют отложения южнопольского оледенения. Присутствие в этих отложениях слабопроницаемых прослоек типа глин, суглинков и алевроитов может местно вызывать наличие напорных условий в подсистеме более глубоких подземных вод.

В местах переуглублений дна котловины осадки

этого возраста представлены проницаемыми отложениями, вероятно неогенового возраста. Из-за своего литологического сходства они не выказывают никакого контраста сопротивлений с вышележащими гравием и песками южнопольского оледенения и потому эти отложения в виде одного плиоценово-плейстоценового комплекса.

Подошва вышеупомянутых комплексов покрова не всегда однозначна с кровлей более древнего флишево-клиппового основания. Местно эта граница соответствует кровле непроницаемых осадков неогена или глинам выветривания, лежащим на фундаменте.

Морфология фундамента котловины очень разнообразна. К северу от Пенинской клипповой зоны наблюдается четкое широтное переуглубление, а отложения покрова достигают 100 м мощности. Это, вероятно, западное продолжение тектонической впадины Дембно — Фрыдман. Дислокации, ограничивающие эту впадину, и другие тектонические зоны интерпретированы на основании качественного изображения распределения кажущегося сопротивления. Они коррелируют с раньше описываемыми в литературе предполагаемыми зонами прерывистости.