

Nestor OSZCZYPKO

WARUNKI PALEOHYDROGEOLOGICZNE
PRZEDGÓRZA KARPAT ŚRODKOWYCH
PRZED WCZESNYM BADENEM

(10 fig.)

*Pre-Badenian paleohydrogeological conditions
in the central part of the Carpathian foreland*

(10 Figs.)

Nestor Oszczytko: Pre-Badenian paleohydrogeological conditions in the central part of the Carpathian foreland, Summary. Ann. Soc. Geol. Poloniae, 54-3/4: 379–396, 1984 Kraków.

A b s t r a c t: The paper deals with reconstruction of paleohydrogeological conditions of the fore-deep of Middle Carpathians in the period preceding Early Badenian transgression. Hydrogeological conditions of that time were essentially different from the actual ones. The main source area was situated in southern part of the foreland, actually covered by Carpathian overthrust. Contrary to the present conditions, considerable role was played by fresh and slightly mineralized waters. The author presents the method used for paleohydrogeological reconstructions.

Key words: paleohydrological reconstruction, compaction of argillaceous sediments, paleo-mineralization, paleopressure of ground waters, Early Badenian, Early Sarmatian, Carpathian fore-deep, Carpathian overthrust.

Nestor Oszczytko: Institute of Geological Sciences of Jagiellonian University, Oleandry 2a, Kraków.

manuscript received: March, 1981

accepted: May, 1983

Treść: W pracy odtworzono warunki paleohydrogeologiczne przedgórza Karpat Środkowych w okresie poprzedzającym transgresję wczesnobadeńską. Przed badenem warunki hydrogeologiczne przedgórza Karpat były zasadniczo odmienne od współczesnych. Główny obszar zasilania znajdował się wówczas w południowej części przedgórza, która obecnie znajduje się pod nasunięciem karpackim. W przeciwieństwie do warunków obecnych ważną rolę odgrywały wody słodkie i słabo zmineralizowane.

Przedstawiono metodykę umożliwiającą rekonstrukcję paleohydrogeologiczną.

WSTĘP

Na przedgórzu Karpat dominują wody mineralne, często bardzo silnie zmineralizowane. Podrzędnie występują wody słodkie, głównie w osadach czwarto-

rzędowych. Problem genezy solanek w tym regionie podejmowany był w licznych publikacjach.

Ostatnio Oszczypko (1981) wykazał, iż sedimentacja i kompakcja osadów mioceńskich w zapadlisku przedkarpackim wywarła wielki wpływ na warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne w tym regionie. W niniejszej pracy autor postawił sobie za cel rekonstrukcję warunków paleohydrogeologicznych na przedgórzu Karpat przed wczesnym badenem, czyli przed powstaniem zapadliska. Rekonstrukcji dokonano dla środkowej części przedgórza między Krakowem i Rzeszowem (fig. 1). Budowa geologiczna tego obszaru została dobrze rozpoznana w

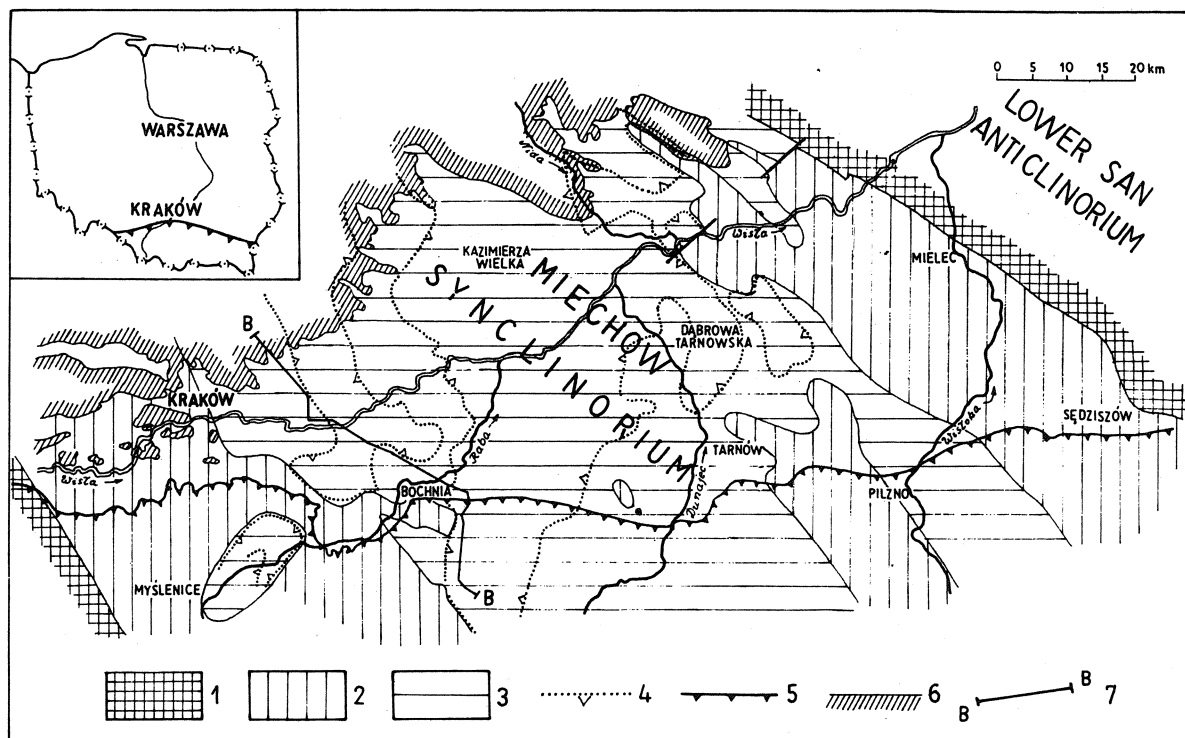


Fig. 1. Szkic geologiczny powierzchni podmioceńskiej na przedgórzu Karpat Środkowych. Utwory: 1 – paleozoiczne, 2 – jurajskie, 3 – górnokredowe; 4 – zasięg występowania piaskowców cenomańskich (według Jawora, 1970), 5 – nasunięcie Karpat fliszowych, 6 – północna granica występowania utworów miocenu morskiego, 7 – przekrój hydrogeologiczny

Fig. 1. Geological sketch of the base Miocene surface within the foreland of the Middle Carpathians. 1 – Palaeozoic rocks, 2 – Jurassic rocks, 3 – Upper Cretaceous deposits, 4 – extent of Cenomanian sandstones (after Jawor, 1970), 5 – Carpathian overthrust, 6 – northern boundary of marine Miocene deposits, 7 – hydrogeological cross section

wyniku prac poszukiwawczych Górnictwa Naftowego. Obecny stan rozpoznania budowy geologicznej tego regionu został przedstawiony w pracach monograficznych Neya (1968), Karnkowskiego i Oltuszyk (1968), Jawora (1970), Neya *et al.* (1979) i innych.

Wody podziemne środkowej części przedgórza Karpat opisano w licznych publikacjach. Spośród nich wymienić można między innymi następujące prace: Chajec (1959), Szafer, Witek (1963), Rybicki (1965), Burzewski (1969), Kotlicki (1971), Pich, Turek (1972), Oszczypko, Tomasz (1976a), Pich (1978), Oszczypko (1981). Na figurze 2 przedstawiono przekrój hydrogeologiczny omawianego obszaru.

METODYKA REKONSTRUKCJI PALEOHYDROGEOLOGICZNYCH

Celem możliwie pełnej charakterystyki hydrogeologicznej przedgórza przed wczesnym badaniem, wykorzystano zespół różnych metod umożliwiających od-
tworzenie zarówno warunków hydrodynamicznych, jak i hydrochemicznych.

W pierwszej kolejności przeanalizowano głębokość do pierwszego zwierciadła wód podziemnych w utworach jury i kredy górnej. W tym celu wykorzystano metodykę określania miąższości strefy aeracji w oparciu o obserwacje rdzeni wiertniczych oraz kompleksową analizę materiałów geofizyki wiertniczej (Oszczypko, Tomáš, 1976b). Do charakterystyki hydrodynamicznej poziomów głębszych posłużono się metodyką Nikanorova *et al.* (1975).

Przy opracowaniu map paleohydrodynamicznych autorzy ci biorą za podstawę rozważań tak zwany współczynnik anomalności (K_a):

$$K_a = \frac{p_{z1} \cdot 10}{H}$$

gdzie:

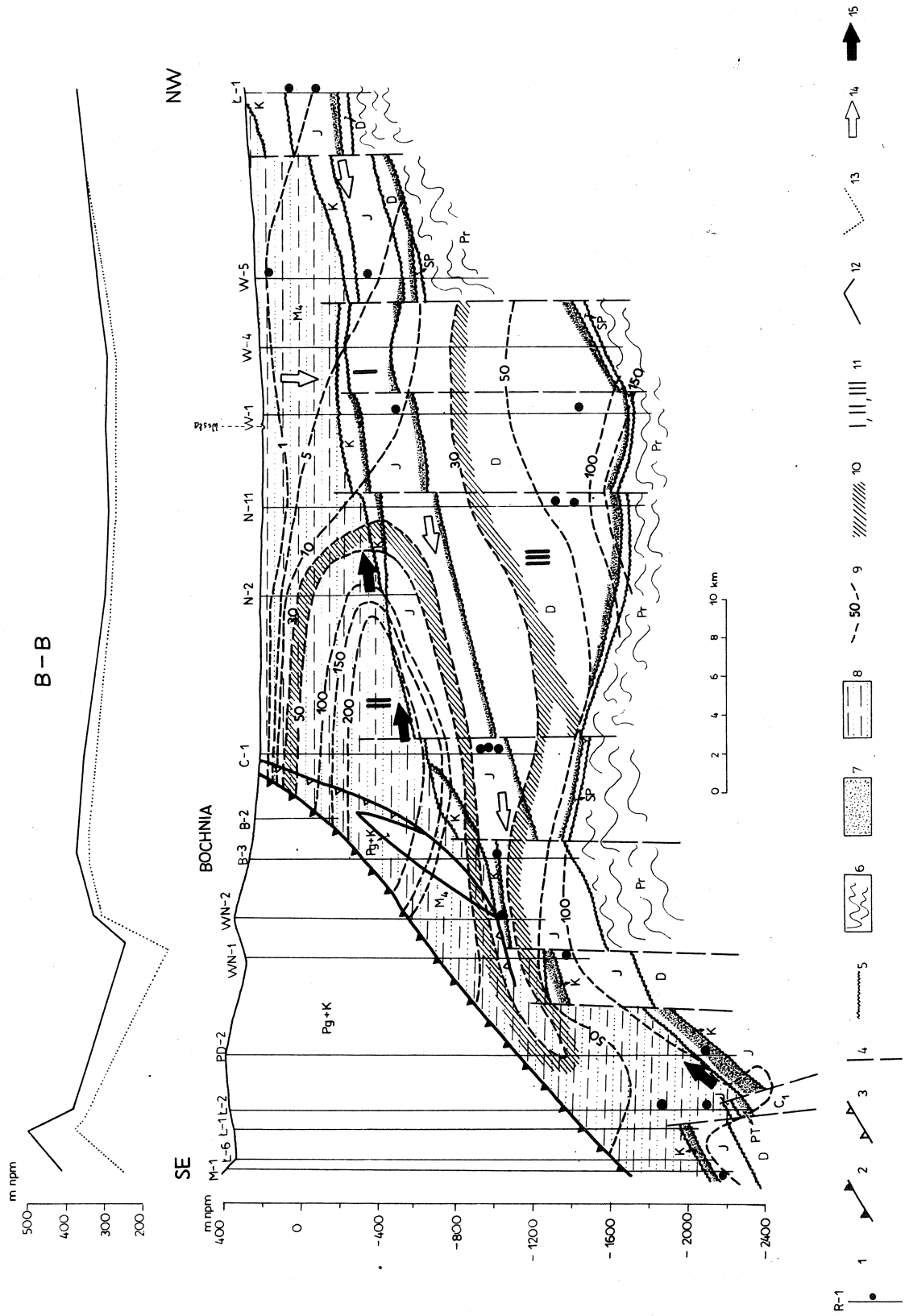
p_{z1} – ciśnienie złożowe kg/cm^2 lub 0,1 MPa

H – głębokość pomiaru ciśnienia w m

Nikanorov *et al.* (1975) na podstawie rozważań matematycznych przyjmuje, że współczynnik ten w poszczególnych miejscach ma wartość stałą w czasie. Jego wartość w obrębie danej struktury uzależniona jest głównie od rozkładu własności filtracyjnych w warstwie wodonośnej oraz w mniejszym stopniu od głębokości jej występowania. Na przykładzie strefy przedkaukaskiej autorzy ci wykazali, iż w strefach uskoków drenujących współczynnik przyjmuje wartość minimalną, natomiast uskoki utrudniające przepływ podziemny powodują wzrost jego wartości. Mapę paleociśnień (paleonaporów) mierzonych w stropie cenomanu uzyskano poprzez nałożenie mapy paleoizobat stropu cenomanu oraz mapy izolinii współczynników anomalności. W miejscach przecięcia obu rodzajów izolinii otrzymano wartości paleociśnienia mierzone w metrach słupa wody.

Do rekonstrukcji paleohydrochemicznych wykorzystano wyniki analizy statystycznej oraz zarys metodyki przedstawionej przez autora (Oszczypko, 1981). W metodyce tej punktem wyjścia było stwierdzenie w zapadlisku przedkarpackim silnej dodatniej korelacji pomiędzy mineralizacją ogólną wód i głębokością ich występowania. Podobną zależność wykazują także podstawowe jony (Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) oraz częściowo HCO_3^- , natomiast siarczany (SO_4^{2-}) mają tendencję do ujemnej korelacji. Z powyższego wynika, iż na przedgórzu Karpat głębokość występowania jest jednym z najważniejszych czynników określających mineralizację i skład chemiczny wód. W poszczególnych poziomach i piętrach wodonośnych stopień związku z głębokością jest jednak zróżnicowany, co pozwala przypuszczać, iż stanowi on ich indywidualną cechę. Uwidacznia się to wyraźnie przy badaniu zależności funkcyjnej pomiędzy głębokością i wielkością mineralizacji.

Zależności te przybliżono wielomianami do stopnia 5 włącznie. Przy wzroście



stopnia wielomianu notowano wzrost stopnia dopasowania krzywej do istniejącego zbioru danych, mierzony wielkością współczynnika determinacji.

Dla zależności liniowej zróżnicowanie między poziomami i piętrami jest niewielkie i tylko baden dolny wyróżnia się od pozostałych poziomów wysokim gradientem hydrogeochemicznym.

Przy aproksymacji liniowej ze stałą (fig. 3), ujemną wartością stałej odznaczają się: późny baden, jura środkowa, trias oraz dewon. Wśród pozostałych poziomów najwyższymi wartościami stałej charakteryzuje się karbon oraz wapienie skaliste i płytowe oksfordu. Największe gradienty hydrogeochemiczne mają wczesny i późny baden, najmniejszy gradient ma karbon. Można przypuszczać, iż ujemne wartości stałej wiążą się z poziomami wodonośnymi, w których wody słodkie i słabo zmineralizowane występują na znacznych głębokościach. Słuszność takiego rozumowania prześledzić można na przykładzie poziomu cenomańsko-turońskiego. Badając zależność mineralizacji od głębokości dla całego zbioru danych pochodzących z całego przedgórza Karpat oraz spod nasunięcia karpackiego otrzymujemy równanie z dodatnią wartością stałej, bliską wartości stałej dla wczesnego badenu (fig. 3).

Jeżeli z analiz prób pobranych z utworów cenomanu poza zasięgiem występowania osadów miocénskich utworzymy bardziej jednorodny podzbiór, to otrzymamy dla niego równanie z ujemną stałą (fig. 3). Z porównań wynika, iż na tych samych głębokościach wody cenomanu w północnej brzeżnej części przedgórza są znacznie słabiej zmineralizowane od tych samych wód występujących w południowej części przedgórza lub pod nasunięciem Karpat. Prowadzi to do konkluzji, iż w brzeżnej części przedgórza działa lub działał czynnik wysładzający wody cenomanu, natomiast w południowej części przedgórza działa lub działał czynnik mineralizujący wodę. Dla wielomianu stopnia 5 uzyskano szereg zindywidualizowanych zależności (fig. 4) od prostej po skomplikowane krzywe.



Fig. 2. Przekrój hydrogeologiczny B–B. Stratygrafia: Pr – prekamb, SP – starszy paleozoik nierozdzielony, D – dewon, C₁ – karbon dolny, PT – permo-trias, J – jura środkowa i górna, K – kreda górna, P_g + K – paleogeńsko-kredowy flisz Karpat Zewnętrznych, M₄ – baden; 1 – otwory wiertnicze oraz oprobowane horyzonty, 2 – nasunięcie Karpat fliszowych, 3 – nasunięcie miocenu sfałdowanego, 4 – uskoki, 5 – powierzchnie erozyjne, 6 – sfałdowane utwory prekambru, 7 – zlepienie i piaskowce, 8 – miocen zapadliska, 9 – izolinie mineralizacji wód w g/dm³, 10 – genetyczne granice wód, 11 – I wody podolnosarmackiej strefy wysłodzenia (aktywnej wymiany), II syngenetyczne i epigenetyczne wody pochodzenia miocénskiego, III przedmiocénskie wody pochodzenia sedymentacyjnego, 12 – powierzchnia piezometryczna kredowo-jurajskiego kompleksu wodonośnego (odniesiona do słupa wód słodkich), 13 – powierzchnia potencjometryczna, 14 – główne kierunki ruchu wód pochodzenia infiltracyjnego, 15 – główne kierunki ruchu wód pochodzenia sedymentacyjnego

Fig. 2. Hydrogeological section B–B. Stratigraphy: Pr – Precambrian, SP – Older Palaeozoic, D – Devonian, C₁ – Lower Carboniferous, PT – Permo-Triassic, J – Middle and Upper Jurassic, K – Upper Cretaceous, P_g + K – Palaeogene-Cretaceous flysch of the Outer Carpathians, M₄ – Badenian. 1 – boreholes and horizons that have been sampled, 2 – Carpathian overthrust, 3 – overthrust of folded Miocene deposits, 4 – faults, 5 – erosional surface, 6 – folded Precambrian deposits, 7 – sandstones and conglomerates, 8 – Miocene deposits filling the Carpathian foredeep, 9 – isolines of total dissolved solids in g/dm³, 10 – genetic water boundaries, 11 – I waters of post-Lower Sarmatian desalination zone, II syngenetic and epigenetic Miocene waters, III fore-Miocene waters of sedimentary origin, 12 – piezometric surface of the Cretaceous-Jurassic aquifer, 13 – potentiometric surface, 14 – main directions of infiltration water-flow, 15 – main directions of sedimentary origin water-flow

Zespół wapieni skalistych i płytowych (oksford środkowy) charakteryzuje się przy 5 stopniu zależnością prostoliniową. Wszystkie poziomy młodsze od oksfordu, z wyjątkiem sarmatu odznaczają się w przedziale 500–1500 m zasoleniem wyższym niżby to wynikało z prostego trendu. Natomiast poziomy starsze (z wyjątkiem dewonu) charakteryzują się demineralizacją (wysłodzeniem) do głębokości

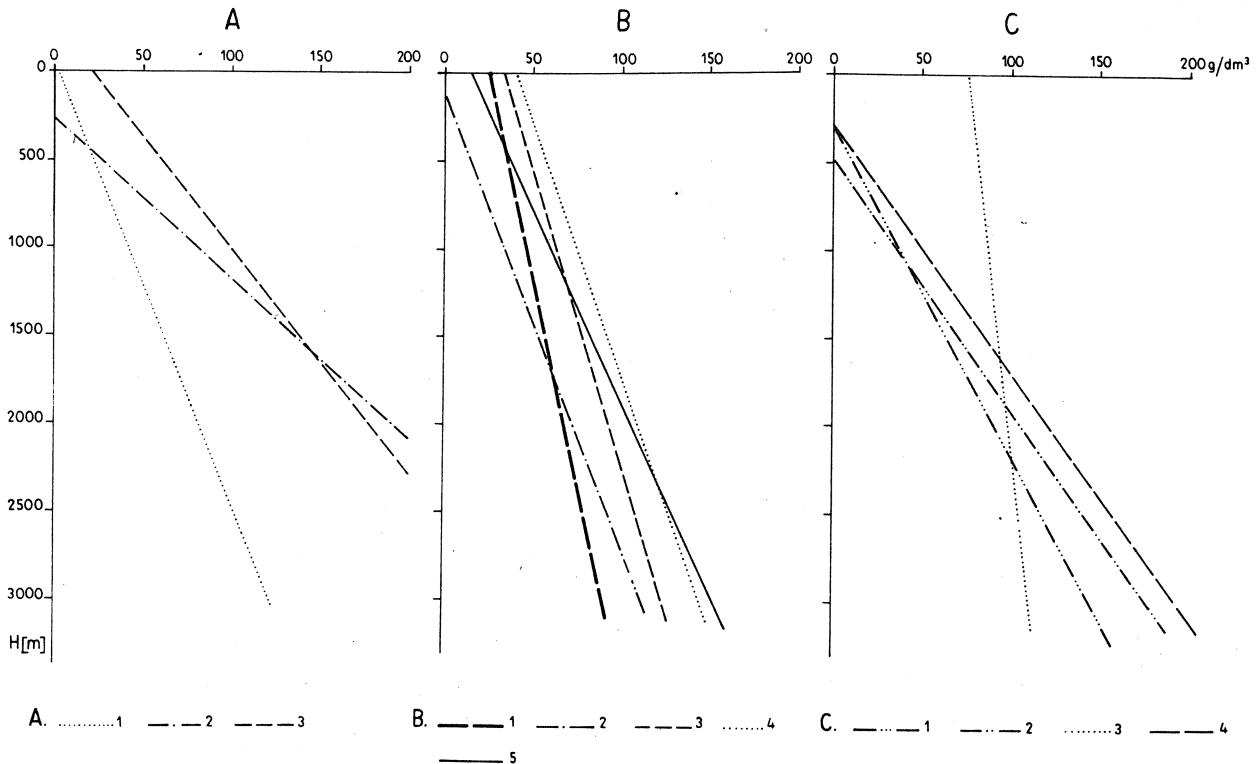


Fig. 3. Wykres zależności mineralizacji ogólnej wód od głębokości – aproksymacja liniowa ze stałą: A – neogeńskie piętra wodonośne: 1 – sarmat, 2 – baden górny i środkowy, 3 – baden dolny; B – mezozoiczne piętra wodonośne: 1 – cenoman, 2 – cenoman poza zasięgiem osadów miocen-skich, 3 – jura bezpośrednio pod powierzchnią erozyjną kredy, 4 – jura bezpośrednio pod powierzchnią erozyjną miocenu, 5 – formacja wapieni skalistych i płytowych oksfordu; C – mezozoiczne i paleozoiczne piętra wodonośne: 1 – jura środkowa, 2 – trias, 3 – karbon, 4 – dewon

Fig. 3. Diagram showing relationship between total dissolved solids and depth – linear approximation with constant. A – Neogene aquifers: 1 – Sarmatian, 2 – Upper and Middle Badenian, 3 – Lower Badenian; B – Mesozoic aquifers: 1 – Cenomanian, 2 – Cenomanian beyond the extent of Miocene deposits, 3 – Jurassic – beneath erosional surface of Cretaceous deposits, 4 – Jurassic beneath erosional surface of Miocene deposits, 5 – Oxfordian massive and bedded limestones; C – Mesozoic and Paleozoic aquifers: 1 – Middle Jurassic, 2 – Triassic, 3 – Carboniferous, 4 – Devonian

500–1000 m. W poziomach młodszych ważną rolę odgrywa głębokość, w poziomach starszych potęgą głębokości. W oparciu o powyższe zależności podjęto próbę odtworzenia chemizmu wód podziemnych w środkowej części przedgórze Karpat, przed transgresją wczesnobadeńską.

Mapy hydrochemiczne (fig. 6–9) uzyskano poprzez odniesienie zależności między mineralizacją i głębokością do map paleoizobat stropu poszczególnych poziomów wodonośnych. Tego rodzaju mapy opracowano dla cenomanu, jurajskich wapieni skalistych i płytowych (oksford środkowy) oraz stropowych partii triasu pod jurajską powierzchnią erozyjną. Opracowano także szereg przekrojów paleohydrochemicznych (Oszczypko, 1981). Powstały one poprzez naniesienie

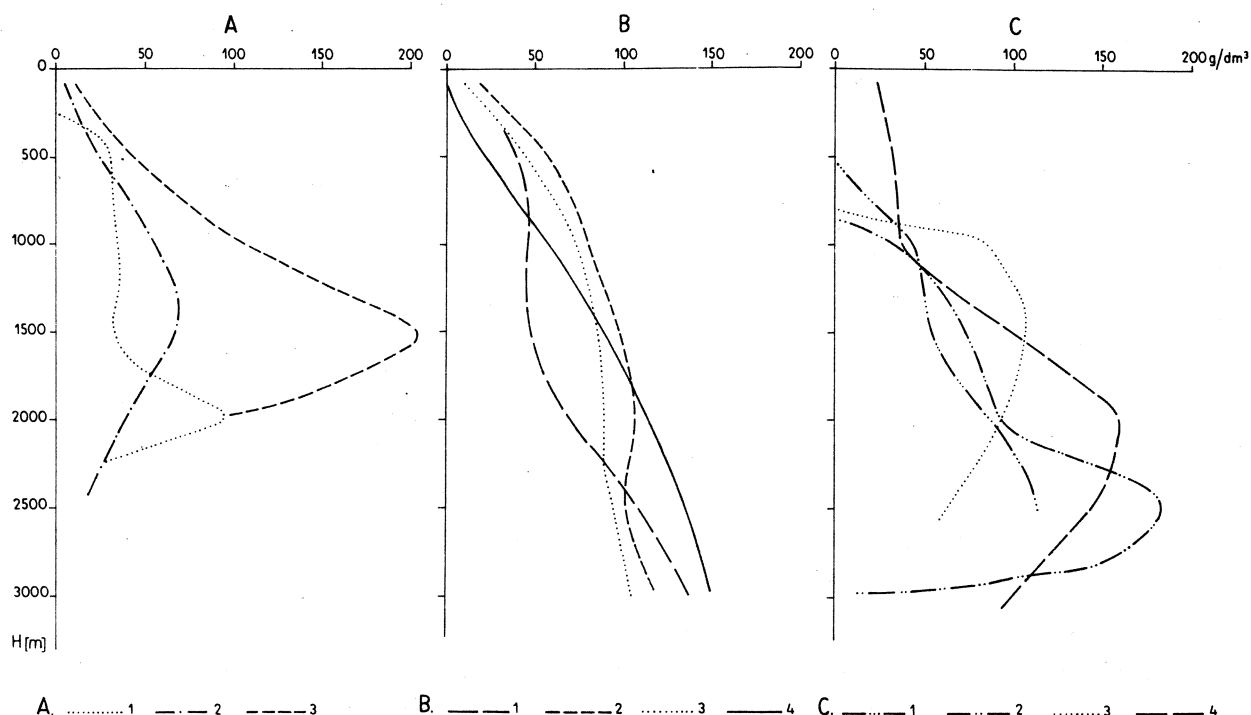


Fig. 4. Wykres zależności mineralizacji ogólnej od głębokości – aproksymacja wielomianem stopnia 5. A – neogeńskie piętra wodonośne: 1 – sarmat, 2 – baden górny i środkowy, 3 – baden dolny, B – mezozoiczne piętra wodonośne: 1 – cenoman, 2 – jura bezpośrednio pod kredową powierzchnią erozyjną, 3 – jura bezpośrednio pod miocenną powierzchnią erozyjną, 4 – formacja wapieni skalistych i płytowych oksfordu; C – mezozoiczne i paleozoiczne piętra wodonośne: 1 – jura środkowa, 2 – trias, 3 – karbon, 4 – dewon

Fig. 4. Diagram showing relationship between total dissolved solids and depth – approximation by a polynomial of the 5th order. A – Neogene aquifers: 1 – Sarmatian, 2 – Upper and Middle Badenian, 3 – Lower Badenian; B – Mesozoic aquifers: 1 – Cenomanian, 2 – Jurassic beneath erosional surface of Cretaceous deposits, 3 – Jurassic beneath erosional surface of Miocene deposits, 4 – Oxfordian massive and bedded limestones; C – Mesozoic and Paleozoic aquifers: 1 – Middle Jurassic, 2 – Triassic, 3 – Carboniferous, 4 – Devonian

na przekroje paleogeologiczne izolinii mineralizacji, określonych z zależności podanych na figurze 4.

Pomiędzy mapami hydrochemicznymi i przekrojami istnieje niewielka rozbieżność wynikająca z faktu, iż dla map przyjęto podmiocenną powierzchnię erozyjną jako płaską, natomiast na przekrojach uwzględniono przedbadeński relief (Oszczypko, Tomasz, 1976b). Przedstawiona powyżej metodyka rekonstrukcji paleohydrochemicznych różni się od metodyki Nikanorova *et al.* (1975). Autor ten przy konstrukcji map paleohydrochemicznych nie posługuje się paleoizobatami, lecz tak zwaną geochronobatą, będącą iloczynem głębokości występowania (w km) i wieku bezwzględnego skał wodonośnych (w mln lat).

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE PRZEDGÓRZA KARPAT PRZED WCZESNYM BADENEM

Przed transgresją wczesnobadeńską przedgórze Karpat było obszarem w znacznym stopniu zrównanym (Radwański, 1968), a istniejące deniwelacje terenu prawdopodobnie nie przekraczały 200 m (Oszczypko, Tomasz, 1976b). Wyniesienia

o kierunku NW – SE biegly między innymi od Kazimierzy Wielkiej po Tarnów oraz od Wiślicy w kierunku na Pilzno. Rozdzielały je obniżenia stanowiące prawdopodobnie ówczesne doliny rzeczne.

Pierwsze zwierciadło wód podziemnych w utworach późnokredowych i jurajskich kształtowało się na głębokości od kilku metrów do ponad 100 m (Oszczypko, Tomasz, 1976b). Najgłębiej zwierciadło położone było w obszarach wyniesionych, najpłycej w obniżeniach morfologicznych.

Dynamikę głębszych poziomów wodonośnych prześledzić możemy na przykładzie cenomanu w niecce miechowskiej. W stosunku do współczesnych warunków zasadniczo różniło się usytuowanie stref zasilania, naporu i drenażu (fig. 5). Jak wynika z mapy paleociśnień najważniejsza strefa zasilania znajdowała się wówczas od 15 do 20 km na południe od Bochni i Brzeska. Obszar ten położony jest obecnie głęboko pod nasunięciem karpackim. Zasilanie wodami atmosferycznymi odbywało się bezpośrednio na wychodniach piasków cenomańskich lub pośrednio poprzez cienką pokrywę zwietrzałych margli senońskich. Infiltrujące wody wędrowały na północ, zgodnie z kierunkiem zapadania podłoża. Występujące w stropie poziomu wodonośnego nieprzepuszczalne margle senońskie powodowały napięcie zwierciadła, doskonale widoczne na mapie paleociśnień. Maksymalne wartości naporów występowały na N od Kazimierzy Wielkiej, gdzie osiągały wartości przekraczające 700 m (70 kg/cm^2).

Oprócz zasilania z południa i południowego zachodu, w rejonie Buska zaznacza się także zasilanie w kierunku NE. Duże wartości współczynnika anomalności w osiowej części rynnny cenomańskiej na N od Brzeska wyznaczają strefę występowania samowypływów. Dobrze przepuszczalne i porowate piaskowce cenomanu przykryte są tutaj grubą pokrywą nieprzepuszczalnych margli senońskich (Oszczypko, Tomasz, 1976a). Niskie wartości współczynnika anomalności wzdłuż dyslokacji Kurdwanów – Zawichost wskazywać mogą na jej drenujący charakter. Podobną rolę odgrywać mogły także inne dyslokacje takie jak np. Kazimierza Wielka – Wiślica. Prawdopodobnie jednak główny obszar drenażu znajdował się poza przedgórzem, w strefie poprzecznych elewacji dzielących nieckę miechowską od łódzkiej.

Paleodynamika innych poziomów i pięter wodonośnych jest trudniejsza do określenia z uwagi na niewielką ilość danych o ciśnieniach złożowych. Na południe od współczesnego brzegu Karpat między Rabą i Wisłoką wapienie skaliste i płytowe oksfordu zasilane były na wychodniach. Inny obszar źródłowy usytuowany był na zachodnim obrzeżeniu antyklinorium dolnego Sanu. Z uwagi jednak na niewielką powierzchnię wychodni tych utworów, rola tego źródła była ograniczona. W obrębie opisywanego poziomu, podobnie jak współcześnie, znaczną rolę odgrywały wody artezyjskie, występujące przypuszczalnie między Sędziszowem i Buskiem.

Poziom wodonośny jury środkowej oraz triasu pod powierzchnią erozyjną jury, podobnie jak poprzednio opisane, zasilane były na południu, pośrednio poprzez wapienie jurajskie. Zasilanie bezpośrednie jury środkowej i paleozoiku mia-

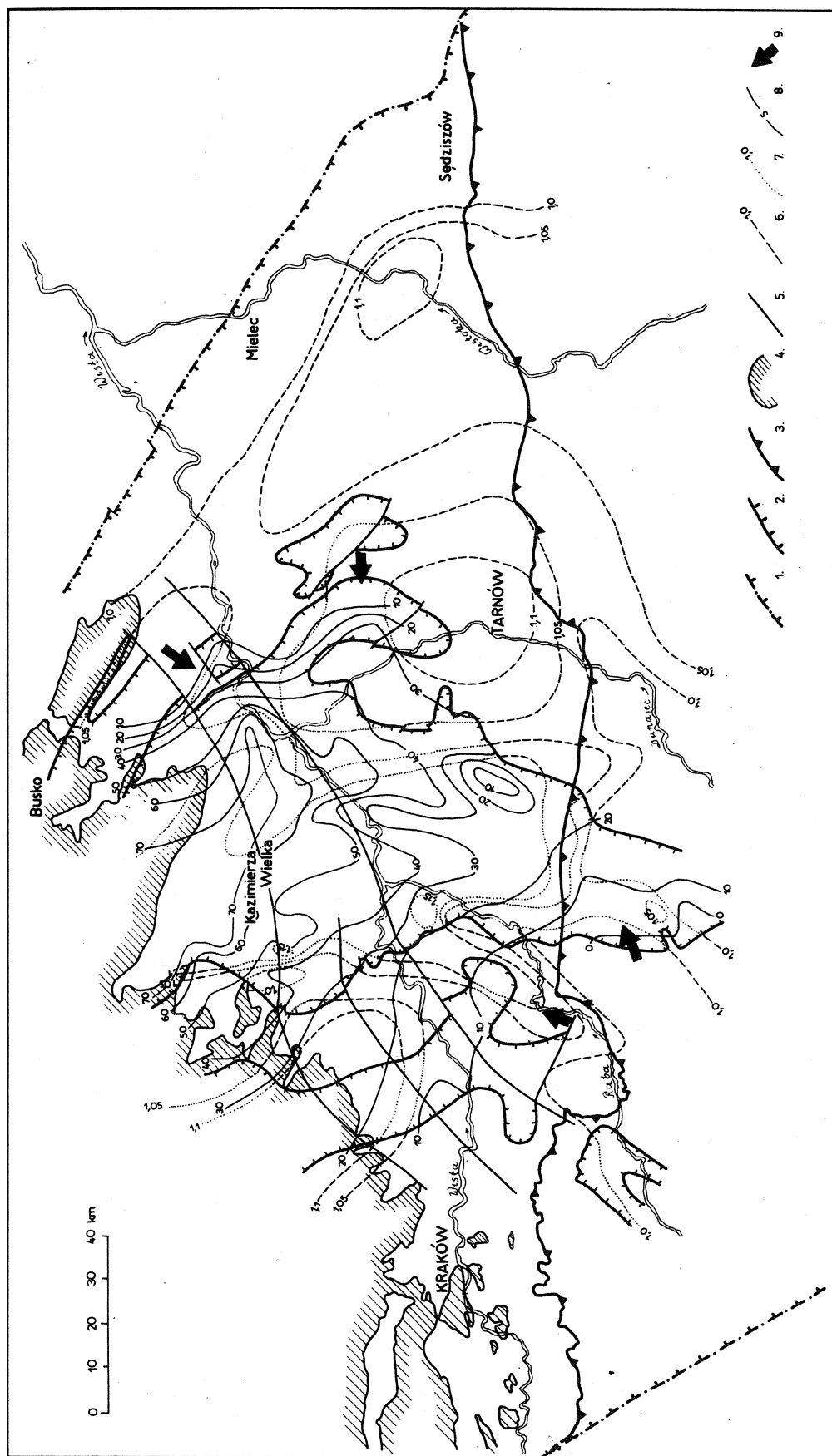


Fig. 5. Mapa paleociśnięć (paleonaporów) wód podziemnych w utworach cenomanu przed dolnym badenem. 1 – zasięg utworów górnourajskich, 2 – zasięg piaskowców cenomańskich (według Jawora, 1970), 3 – nasunięcie karpacie, 4 – północna granica morskich osadów miocenu, 5 – uskoki, 6 – izolinie współczynnika anomalności w utworach górnourajskich, 7 – izolinie współczynnika anomalności w cenomanie, 8 – izolinie paleociśnięć w 0,1 MPa (KG/cm²), 9 – kierunki wpływu wód podziemnych w strefach zasilania

Fig. 5. Map of palaeopressures of groundwaters within Cenomanian deposits (before Lower Badenian). 1 – extent of Upper Jurassic deposits, 2 – extent of Cenomanian sandstones (after Jawor, 1970), 3 – Carpathian overthrust, 4 – northern boundary of marine Miocene deposits, 5 – faults, 6 – isolines of anomaly coefficient in Upper Jurassic deposits, 7 – isolines of anomaly coefficient in the Cenomanian, 8 – isolines of palaeopressures in 0.1 MPa (KG/cm²), 9 – directions of groundwater-flow in feeding zones

to miejsce jeszcze dalej na S, prawdopodobnie na linii Nowy Sącz – Krosno.

Chemizm wód podziemnych przed badaniem postaramy się przedstawić na przykładzie kilku poziomów wodonośnych. Poprzez analogię do współczesnych warunków hydrochemicznych Wyżyny Krakowskiej można z całą pewnością przyjąć, iż w pierwszym poziomie występowały wówczas tylko wody słodkie. Stwierdzenie to ma duże znaczenie dla wyjaśnienia genezy solanek w zapadlisku przedkarpackim (Oszczypko, 1981), zważywszy, iż obecnie najsilniej zasolone wody występują w utworach jurajskich i kredowych bezpośrednio pod miocенską powierzchnią erozyjną (fig. 3, 4).

W poziomie piasków i piaskowców cenomańskich (fig. 6) wody słodkie i słabo zmineralizowane występowały w południowej części przedgórza, natomiast o mineralizacji większej od 10 g/dm^3 – w centralnej części rynny cenomańskiej na północ od Wisły. Mogły się tutaj zachować wody mieszane sedymentacyjno-infiltracyjne związane z późnokredowym – wczesnomiocенским cyklem hydrogeologicznym. W cyklu tym po etapie sedymentacyjnym cenoman – mastrycht, nastąpił etap infiltracyjny trwający przez cały paleogen i dolny miocen. W etapie infiltracyjnym wody słodkie migrujące ze stref zasilania usytuowanych na południe od współczesnego brzegu Karpat zastępowały stopniowo późnokredowe wody sedymentacyjne. Procesy wysładzania miały miejsce także w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej i Buska oraz na NW od Bochni (fig. 6).

Mineralizację wód występujących w wapieniach skalistych i płytowych oksfordu przedstawiono na fig. 7. Podobnie jak w przypadku poziomu cenomańskiego główny obszar występowania wód słodkich usytuowany był na południu. Mniejszą rolę odgrywał obszar zasilania znajdujący na NE skrzydle synklinorium miechowskiego. Silnie zasolone wody ($30 - 50 \text{ g/dm}^3$) występowały wówczas w trójkącie Busko – Dąbrowa Tarnowska – Kazimierza Wielka oraz w rejonie Sędziszowa. Kolejny analizowany poziom jest związany z osadami piaszczystymi jury środkowej (fig. 8). W stosunku do wapieni skalistych i płytowych występowały tutaj wody stosunkowo słabiej zmineralizowane, co pozostaje w związku z względnie dużą przepuszczalnością środkowojurajskich osadów. W poziomie tym wody słodkie występowały w części SW (Brzesko – Kraków), natomiast silnie zasolone między Kazimierzą Wielką i Buskiem.

Najniższy z analizowanych poziomów wiąże się ze stropowymi partiami osadów triasowych, leżącymi bezpośrednio poniżej jurajskiej powierzchni erozyjnej (fig. 9). Rozkład mineralizacji wód w tym poziomie nie odbiegał zasadniczo od rozkładu w wyższych poziomach. Na podkreślenie zasługuje jedynie silniejsze oddziaływanie stref zasilania usytuowanych na północno-wschodnim oraz południowo-zachodnim obrzeżeniu basenu triasowego.

Na podstawie map hydrochemicznych oraz przekroi paleohydrogeologicznych (fig. 10) można stwierdzić, iż przed wczesnym badaniem warunki hydrochemiczne przedgórza Karpat były zasadniczo odmienne od tych, jakie obecnie istnieją (fig. 2). Na skutek innego usytuowania strefy zasilania i drenażu inny był regionalny rozkład mineralizacji wód w porównaniu ze współczesnym. Większą rolę wówczas odgrywały wody słodkie i słabo zmineralizowane, występujące często w tych miej-

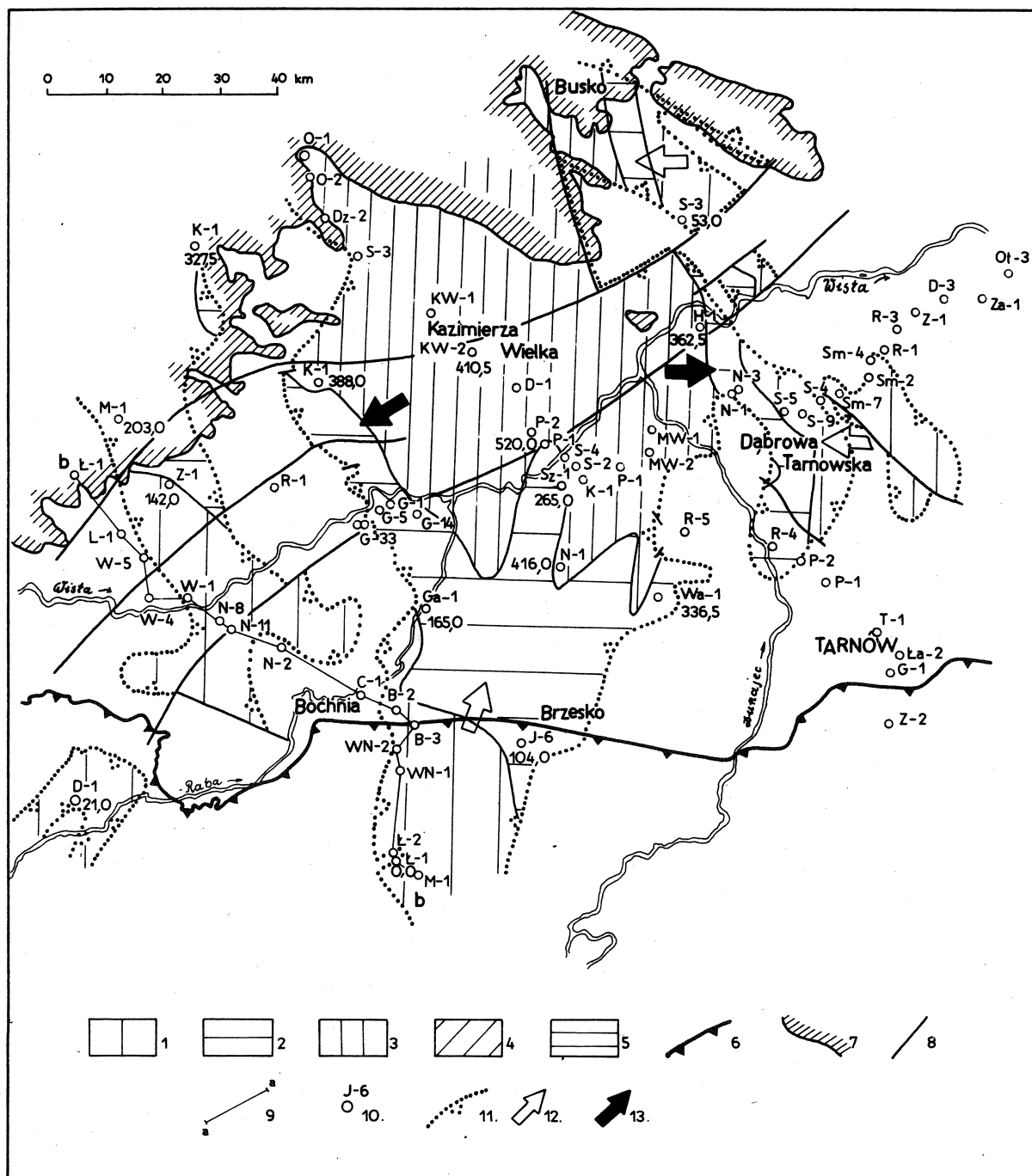


Fig. 6. Mapa paleomineralizacji wód podziemnych w osadach cenomanu przed dolnym badenem – zależność liniowa ze stałą (zbiór danych spoza obszaru występowania miocenu). Mineralizacja wód w g/dm^3 : 1 – 0–1, 2 – 1–10, 3 – 10–30, 4 – 30–50, 5 – 50–100, 6 – nasunięcie karpackie, 7 – północna granica morskich osadów miocenu, 8 – uskoki, 9 – przekrój paleohydrogeologiczny, 10 – wiercenia oraz paleoizobaty stropu cenomanu w m, 11 – zasięg cenomanu według Jawora (1970), 12 – kierunek ruchu wód pochodzenia infiltracyjnego, 13 – kierunek ruchu wód pochodzenia sedimentacyjnego

Fig. 6. Map of groundwater palaeomineralization in the Cenomanian deposits (before the Lower Badenian) – linear approximation with constant (data taken from the area situated beyond the extent of Miocene deposits). Total dissolved solids in g/dm^3 : 1 – 0–1, 2 – 1–10, 3 – 10–30, 4 – 30–50, 5 – 50–100, 6 – Carpathian overthrust, 7 – northern boundary of marine Miocene deposits, 8 – faults, 9 – palaeohydrogeological section, 10 – boreholes and palaeobates of the top of Cenomanian deposits in metres, 11 – extent of Cenomanian deposits (after Jawor, 1970), 12 – direction of infiltration water-flow, 13 – direction of sedimentary origin water-flow

scach i tych poziomach, które obecnie znane są z wód bardzo silnie zasolonych. Dotyczy to przede wszystkim południowej części przedgórza w pobliżu nasunięcia karpackiego oraz na południe od niego.

Przed badenem wody słodkie występowały zarówno w pierwszym poziomie wodonośnym, jak i głębszych poziomach. Miąższość akratepegów wynosiła wówczas od około 100–150 do 700 m (Oszczypko, 1981). Zrozumiałą rzeczą jest to, iż w pierwszym poziomie występowały tylko wody słodkie, natomiast w głębszych poziomach zarówno wody słodkie, jak i silnie zmineralizowane. Najbardziej wysłodzone były obszary tektonicznie wydźwignięte (fig. 10), gdzie wody słodkie występowały często aż do stropu prekambryu włącznie. Dotyczy to obszaru położonego na SW od Krakowa oraz zachodniego skrzydła antyklinorium dolnego Sanu. Stwierdzenie to pozostaje w sprzeczności z poglądem Pałysa (1966), który nie dopuszczał możliwości głębszego wysłodzenia w GZW przed badenem. W

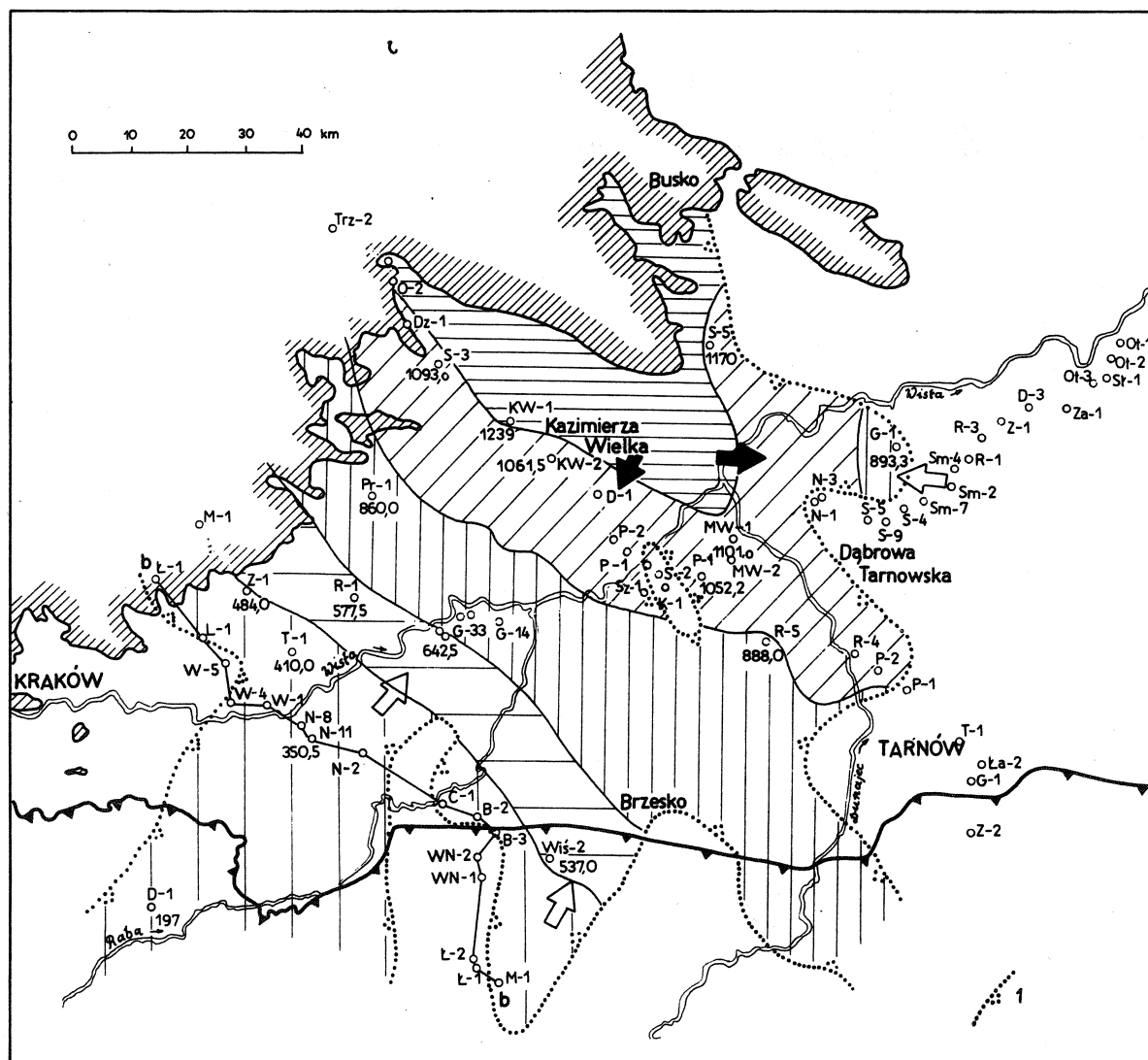


Fig. 8. Mapa paleomineralizacji wód w utworach jury środkowej przed dolnym badenem (aproxymacja wielomianem stopnia 5). I – zasięg utworów jury środkowej. Pozostałe objaśnienia – por. fig. 6

Fig. 8. Map of palaeomineralization of the Middle Jurassic aquifers (before the Lower Badenian) – approximation by the 5th-order polynomial. I – extent of Middle Jurassic deposits. Other explanations – see Fig. 6

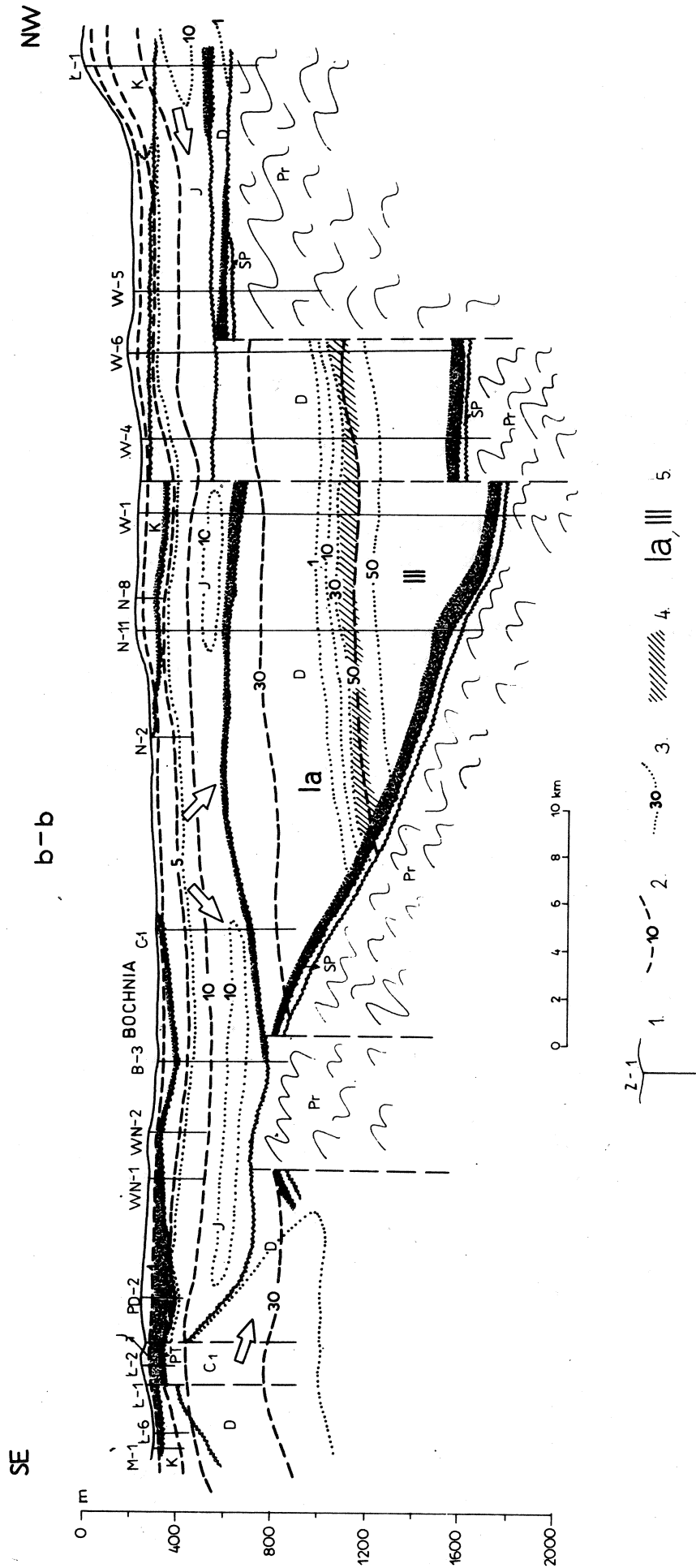


Fig. 10. Przekrój paleohydrochemiczny b-b przed dolnym badaniem. 1 — powierzchnia paleoreliefu (według Oszczypki, Tomasia 1976b), 2 — izolinie mineralizacji w g/dm^3 — aproksymacja liniowa, 3 — izolinie mineralizacji w g/dm^3 — aproksymacja wielomianem stopnia 5, 4 — spąg strefy wysłodzenia, 5 — la wody strefy wysłodzenia, III przedmiocenne wody pochodzenia sedimentacyjnego. Pozostałe objaśnienia — por. fig. 2

Fig. 10. Paleohydrochemical section b-b — before the Lower Badenian. 1 — surface of paleorelief (Oszczypko and Tomáš 1976b), 2 — isolines of total dissolved solids in g/dm^3 — linear approximation, 3 — isolines of total dissolved solids in g/dm^3 — approximation by the 5th-order polynomial, 4 — bottom of the desalination zone, 5 — la waters of the desalination zone, III fore-Miocene sedimentary waters. Other explanations — see Fig. 2

tym czasie wody silniej zasolone występowały tylko w głęboko pograżonych, słabo przepuszczalnych utworach. Prześledzić to można na przykładzie wód o mineralizacji przekraczającej 30 g/dm^3 , które występowały jedynie w silnie obniżonych partiach synklinorium miechowskiego. Ich strop był usytuowany przeważnie w obrębie paleozoiku, rzadziej w osadach młodszych. W cenomanie — turonie wody o takim zasoleniu nie występowały w ogóle, a w jurze środkowej tylko w obszarze między Kazimierzą Wielką a Buskiem (fig. 6). Wody o stężeniu większym od 100 g/dm^3 występowały tylko w paleozoiku na głębokościach ponad 1600 m.

W poziomach mezozoicznych najwięcej wód silnie zasolonych o mineralizacji przekraczającej często 50 g/dm^3 związanych było z wapieniami skalistymi i płytowymi oksfordu (fig. 7). Tego rodzaju wody oksfordu występowały wyłącznie w najbardziej pograżonej części niecki miechowskiej, między Dąbrową Tarnowską — Kazimierzą Wielką i Buskiem. Były one podścielone niżej zmineralizowanymi wodami jury środkowej i triasu, pod powierzchnią erozyjną jury (fig. 9).

W obrębie poziomu wapieni skalistych i płytowych istniały najkorzystniejsze warunki do zachowania się pogrzebanych wód sedymentacyjnych, związanych ze środkowo- i późnojurajskim etapem sedymentacyjnym (elizyjnym). Ich występowanie było jednym z czynników kształtujących przed badaniem anomalie hydrochemiczne na przedgórzu Karpat. Ówczesną mineralizację wód podziemnych doskonale ilustrują mapy i przekroje hydrochemiczne (fig. 6–10).

Przez analogię ze współczesnymi warunkami hydrochemicznymi (Oszczypko, 1981) można wnioskować, iż wody słodkie reprezentowane były przez typ $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Ca} - \text{Na}$, wody o mineralizacji od 1 do 10 g/dm^3 przez $\text{SO}_4 - \text{Cl} - \text{Ca} - \text{Na}$ oraz $\text{Cl} - \text{SO}_4 - \text{Na}$, natomiast przy mineralizacji większej od 30 g/dm^3 dominowały wody $\text{Cl} - \text{Na}$ i $\text{Cl} - \text{Na} - \text{Ca}$.

WNIOSKI

1. Na podstawie przeprowadzonych badań można wnioskować, iż przed wczesnym badaniem warunki hydrogeologiczne przedgórza Karpat były zasadniczo inne od współczesnych. Poziomy artezyjskie południowej części synklinorium zasilane były wówczas z południa (obecnie z NW), a wody podziemne spływały w kierunku północno-zachodnim. Pewną rolę odgrywał także obszar źródłowy na zachodnim skrzydle antyklinorium dolnego Sanu.
2. Na przedgórzu, w przeciwieństwie do sytuacji obecnej, przeważały wody słodkie i słabo zmineralizowane. Silnie zasolone wody występowały tylko w głęboko pograżonych partiach synklinorium miechowskiego, głównie w utworach paleozoicznych.
3. Współczesne warunki hydrogeologiczne przedgórza Karpat, zwłaszcza w części południowej, wytworzyły się podczas miocenńskiego cyklu hydrogeologicznego, trwającego od wczesnego badenu do chwili obecnej. W cyklu tym ważną rolę odegrały procesy sedymentacji i kompaktacji ilasto-piaszczystych osadów miocenskich, wypełniających rów przedgórski Karpat.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Burzewski W. (1969), Strukturalne warunki jury olkusko-wolbromskiej, jako brzegowe dla hydrodynamiki złóż naftowych niecki nidziańskiej. Les conditions structurales du jurassique de la region d'Olkusz et de Wolbrom comme bordieres pour les gisements petroliferes du Bassin de Nida. *Prace Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 61, p. 85, Warszawa.

- Chajec W. (1959), Chemiczna charakterystyka wód wglębnych polskich Karpat i Przedgórze. Chemical characteristic of deep waters in Polish Carpathians and Foreland, *Nafta*, 15: 308–311, Katowice.
- Jawor E. (1970), Wglębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. The structure of the deep substratum in the region east of Cracov. *Acta Geol. Pol.*, 20, 4: 709–765, Warszawa.
- Karnkowski P., Oltuszyk S. (1968), Atlas geologiczny Przedgórze Karpat Polskich. Geological atlas of the Polish Carpathians Foreland. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kotlicki S. (1971), Chemizm wód podziemnych południowo-zachodniej części niecki miechowskiej. Chemical property of ground waters in the south-western part of the Miechów Trough. *Biul. Inst. Geol.*, 249: 65–133, Warszawa.
- Moryc W. (1971), Trias przedgórze Karpat Środkowych. The Triassic of the Foreland of Central Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 3: 419–486, Kraków.
- Ney R. (1968), Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. The Role of the "Cracov Bolt" in the Geological History of the Carpathian Fore-Deep and in the Distribution of Oil and Gas Deposits. *Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 45, p. 82, Warszawa.
- Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K. (1974), Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Outline of paleogeography and evolution of litology and facies of Miocene layers on the Carpathian Foredeep. *Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie* 82, p. 65, Warszawa.
- Oszczypko N. (1981), Wpływ neogeńskiej przebudowy przedgórze Karpat na warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne zapadliska przedkarpackiego. The influence of the Neogene reconstruction of the Carpathian foreland upon the hydrodynamic and hydrochemical conditions of the Carpathian foredeep. *Biul. Inst. Geol.*, 325: 5–87, Warszawa.
- Oszczypko N., Tomasz A. (1976a), Kredowe poziomy wodonośne środkowej części przedgórze Karpat. The cretaceous water-bearing horizons of the central part of the Carpathian Foreland. *Geologia*, 2/4: 79–91, Warszawa.
- Oszczypko N., Tomasz A. (1976b), Przedtortonńska rzeźba przedgórze Karpat między Krakowem a Dębicą oraz jej wpływ na sedimentację miocenu. Pre-Tortonian relief the Carpathian Foreland between Kraków and Dębica and its effect on Miocene sedimentation. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 4: 525–548, Kraków.
- Pałys J. (1966), O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku. The origin of salt waters in the Upper Carboniferous of Upper Silesia. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36, 2: 121–154, Kraków.
- Pich J. (1978), Chemizm wód podziemnych w środkowej części zapadliska przedkarpackiego. Chemical Properties of Ground Waters in the Central Part of the Carpathian Foredeep. *Biul. Inst. Geol.* 312: 129–190, Warszawa.
- Pich J., Turek S. (1972), Jod i brom jako wskaźniki genetyczne wód podziemnych na przykładzie środkowej części zapadliska przedkarpackiego. Iodine and Bromine as Genetic Indices of Ground Waters Exemplified in Central Part of the Carpathian Foredeep. *Biul. Inst. Geol.*, 256: 39–102, Warszawa.
- Radwański A. (1968), Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Miechowskiej i Krakowskiej. Lower Tortonian transgression onto the Miechów and Cracov Uplands. *Acta Geol. Pol.*, 18, 2: 387–446, Warszawa.
- Rybicki S. (1965), Uwagi o stosunkach hydrochemicznych zapadliska przedkarpackiego. Remarks on the Hydrochemical Condition of the Carpathian Foreland Depression. *Nafta*, 9: 256–263, Katowice.
- Szafer T., Witek K. (1963), Charakterystyka wód miocennych Przedgórze Karpat. Charakteristika wód Miocena Predgoria Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, 1–3, 119–128, Kraków.
- Nikanorov A.M., Wołobujew G.P., Barcew O.B. — Никаноров А.М., Волобуев Г.П., Барцев О.Б. (1975), Палеогидрогеологические реконструкции нефтегазоносных бассейнов. 200 с. Недра, Москва.

SUMMARY

The Carpathian Foredeep is a young depression hydrogeological structure, filled with molassic Miocene deposits (Early Badenian-Early Sarmatian). In its Polish part the thickness of Miocene sediments amounts from ca. 100 m in marginal part to ca. 3000 m near the Carpathian overthrust (E-part of the foredeep). These sediments were deposited on fundament consisting of Precambrian-Paleozoic-Mesozoic platform sequence.

Paleohydrogeological conditions of the Carpathian foreland before Early Badenian transgression were reconstructed on the ground of paleohydrodynamic maps prepared by means of Nikanorov *et al.* (1975) method. The basis of these paleohydrochemical reconstructions were the results of analysis of variation of mineralization with depth and the observed strong positive correlation between total mineralization of waters and the depth of their occurrence (Oszczypko, 1981). Hydrochemical maps were obtained by referring the relation between mineralization and depth of occurrence of waters to paleoisobat map of the top of individual water-bearing horizons. Such maps were prepared for Cenomanian, Middle Oxfordian massive and platy limestones, Middle Jurassic and for uppermost parts of Triassic series underlying Jurassic erosional surface.

In pre-Early Badenian period, water-bearing horizons of southern part of the Miechów synclinorium were supplied from the south i.e. from the areas actually covered by Carpathian overthrust. Ground waters were migrating from source areas towards NW, concordantly with dipping of the axis of this synclinorium. Another, less active source area was situated in W limb of the Lower San river anticlinorium. Contrary to the present conditions, in that time considerable role was played by fresh and poorly mineralized waters. This conclusion refers first of all to southern part of the foredeep and to the areas actually covered by Carpathian overthrust. Fresh waters occurred both in the first water-bearing horizon and in deeper ones (Figs. 5–10). The least mineralized waters were characteristic for tectonically uplifted areas where fresh waters occurred down to the top of Precambrian series inclusively. On the other hand, strongly mineralized waters were found to occur but in deeply buried parts of the Miechów synclinorium. It is supposed that in these zones could preserve waters of sedimentation origin, connected with pre-Miocene hydrogeological cycles.

As follows from the present study, actual hydrogeological conditions of the Carpathian foreland are the result of Miocene hydrogeological cycle which lasted from Early Badenian to the present times. Very important role in this cycle played sedimentation and compaction processes of clay-arenaceous Miocene deposits filling the Fore-Carpathian through. Dynamic and chemistry of waters both in Neogene water-bearing horizon and in directly underlying Mesozoic–Paleozoic sequence were conditioned just by these processes. The presented method of paleohydrogeological reconstructions can be used in other areas, particularly in Alpine foredeeps.

translated by W. Narębski