

ANDRZEJ RÓŻKOWSKI, TERESA RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK

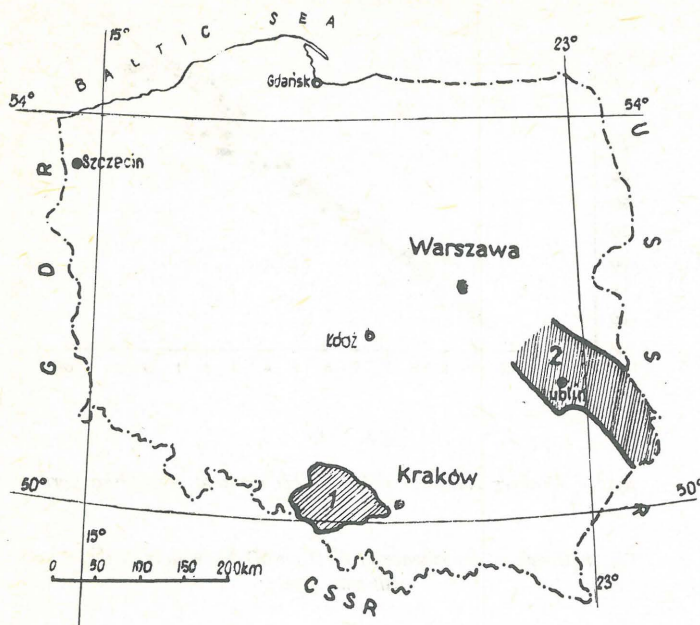
Geological Institute, Rakowiecka 4, 00-975 Warsaw

POCHODZENIE WÓD PODZIEMNYCH W GÓRNOŚLĄSKIM I LUBELSKIM ZAGŁĘBIU WĘGLOWYM

UKD 556.332.62:553.94:551.240(438-13GZW+438-12LZW)

Badania hydrogeologiczne rozpoznawanych i eksploatowanych złóż węgla kamiennych Górnośląskiego i Lubelskiego Zagłębia Węglowego (GZG i LZW) w ostatnim dwudziestolecu dostarczyły wielu informacji dotyczących kształtowania się środowiska hydrogeochemicznego w utworach karbonu produktywnego i jego nadkładu. Pozwoliły one na wyciągnięcie wniosków o pochodzeniu wód podziemnych w obu tych zagłębiach.

Studia nad chemizmem wód podziemnych i ich pochodzeniem w rejonie GZW i LZW były przedmiotem wielu publikacji, m.in. N. Oszczytko (14), B. Paczyńskiego i J. Pałysa (15), J. Pałysa (16), A. Różkowskiego i K. Przewłockiego (23), A. Różkowskiego i T. Rudzińskiej (24), A. Różkowskiego, T. Rudzińskiej i S. Bukowego (25) oraz Vu-Ngoc-Ky (29). Wyniki najnowszych badań pozwoliły autorom niniejszego artykułu na weryfikację istniejących koncepcji lub ich rozszerzenie.



Ryc. 1. Położenie zagłębi węglowych.

1 – Górnośląskie Zagłębie Węglowe, 2 – Lubelskie Zagłębie Węglowe.

Fig. 1. Location of coal basins.

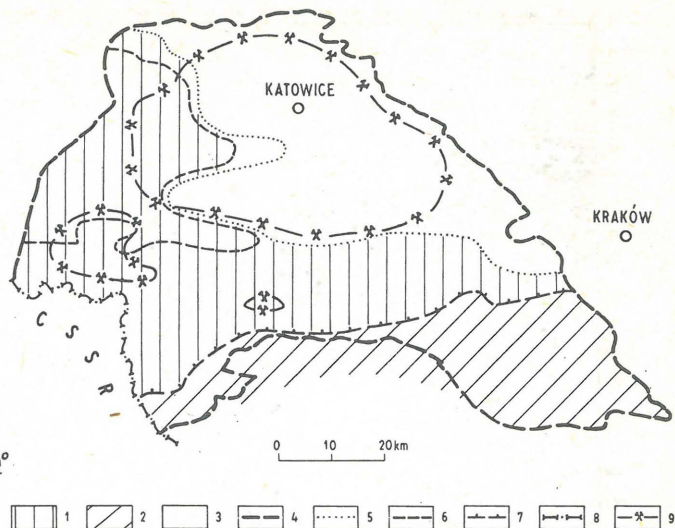
1 – Upper Silesian Coal Basin, 2 – Lublin Coal Basin.

W czasie swojej ewolucji geologicznej obydwa zagłębia były systemami dynamicznie otwartymi, w których następowało różnicowanie się gradientów termicznych, hydrochemicznych oraz ciśnień wód. Rozwój hydrogeologiczny tych basenów sedimentacyjnych wiąże się ściśle z działalnością górotwórczą, która wpływała na przebudowę systemów hydraulicznych i zaburzenie istniejącej strefowości hydrogeochemicznej. W efekcie ruchów górotwórczych zaznaczyła się cykliczność procesów geologicznych i uzależnionych od nich procesów hydrogeologicznych. Etapom sedimentogenezy i hipergenezy w cyklu geologicznym odpowiadają etapy elizyjny i infiltracyjny w cyklu hydrogeologicznym. Mobilność tektoniczna basenów sedimentacyjnych sprzyjała tworzeniu się głębokich grawitacyjnych systemów krążenia w etapach infiltracyjnych oraz kompakcyjnemu wyciskaniu wód z sedimentów w etapach elizyjnych. Sprzyjało to wymianie i mieszaniu się wód w profilu hydrogeologicznym basenu. Przepływ hydrodynamiczny w głębszych częściach basenu był utrudniony ze względu na niejednorodność środowiska geologicznego oraz zróżnicowanie składu chemicznego i własności fizycznych wód.

GÓRNOŚLĄSKIE ZAGŁĘBIE WĘGLOWE

Górnośląskie Zagłębie Węglowe, o powierzchni 7500 km², mieści się w ramach górnośląskiego wartyjskiego zapadliska przedgórskiego (11) w południowej Polsce (ryc. 1). Obecna budowa geologiczna zapadliska jest efektem nakładających się różnowiekowych ruchów górotwórczych, od wartyjskich po alpejskie włącznie. Zaburzenia tektoniczne są typu uskokowego i fałdowego. Szczególną rolę w kształtowaniu tektoniki blokowej odegrała orogeneza alpejska.

Zapadlisko górnośląskie jest wypełnione molasowymi utworami karbonu górnego, których miąższość przekracza 7000 m. W północno-wschodniej części zapadliska



Ryc. 2. Szkic geologiczny zapadliska górnośląskiego.

1 – obszar występowania ilastych utworów trzeciorzędowych (baden) w stropie karbonu górnego – region hydrogeologiczny zakryty, 2 – obszar występowania fliszowych utworów Karpat, 3 – obszar występowania wychodni oraz przepuszczalnych utworów triasu w stropie karbonu górnego – region hydrogeologiczny odkryty, 4 – zasięg produktywnych utworów karbonu górnego (granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego), 5 – zasięg utworów trzeciorzędowych, 6 – zasięg utworów serii osadów chemicznych badenu, 7 – granica nasunięcia karpackiego, 8 – granica państwa, 9 – przybliżony zasięg leja depresji wód w utworach karbonu.

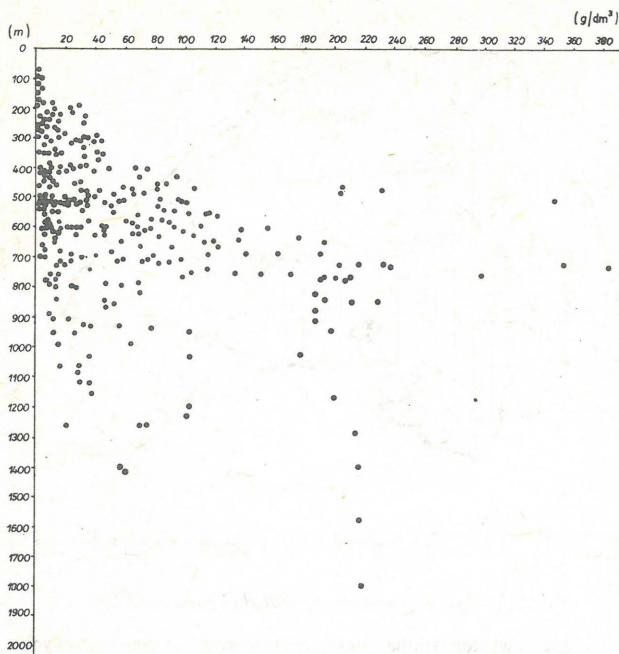
Fig. 2. Geological sketch map of the Upper Silesian Basin.

1 – area of distribution of clay Tertiary rocks (Badenian) at the top of Upper Carboniferous – covered hydrogeological region, 2 – area of occurrence of Carpathian flysch rocks, 3 – area of outcrops or Upper Carboniferous rocks overlain by permeable Triassic – uncovered hydrogeological region, 4 – extent of coal-bearing Upper Carboniferous – boundary of Upper Silesian Coal Basin, 5 – extent of Tertiary rocks, 6 – extent of rocks of chemical series of Badenian, 7 – margin of Carpathian overthrust, 8 – state boundary, 9 – approximate extent of depression cone in Carboniferous rocks.

są one przykryte węglanowymi utworami piętra pokrywowego mezozoiku, w części zaś południowej i zachodniej – ilastymi utworami piętra pokrywowego trzeciorzędu (ryc. 2). Miąższość utworów trzeciorzędowych w alpejskich strukturach zapadliskowych dochodzi do 1000 m.

W zapadlisku górnośląskim można wydzielić dwa regiony hydrogeologiczne, różniące się warunkami zasilania poziomów wodonośnych karbonu górnego (21). Ich granice wyznacza zasięg występowania izolującej serii ilastych osadów trzeciorzędowych, utrudniającej infiltrację wód opadowych w podłoże (ryc. 2).

W profilu hydrogeologicznym zapadliska górnośląskiego występują piętra wodonośne: czwartorzędu, trzeciorzędu, triasu oraz karbonu. Utwory czwartorzędu są bardzo zróżnicowane pod względem wodonośności. Piętro wodonośne trzeciorzędu jest reprezentowane przez kompleks ilasto-piaszczysty. Utwory te są praktycznie bezwodne. Silnie wodonośne utwory piętra wodonośnego triasu są intensywnie drenowane przez liczne ujęcia wodne oraz wyrobiska kopalń rudnych i węglowych. W profilu piętra wodonośnego karbonu górnego wydzieliła się cztery podstawowe serie skalne, charakteryzujące się różną przepuszczalnością i wodonośnością. Poziomy wodonośne kar-



Ryc. 3. Kształtowanie się mineralizacji wód w zależności od głębokości ich występowania.

Fig. 3. Evolution of mineralization of waters in relation to depth of their occurrence.

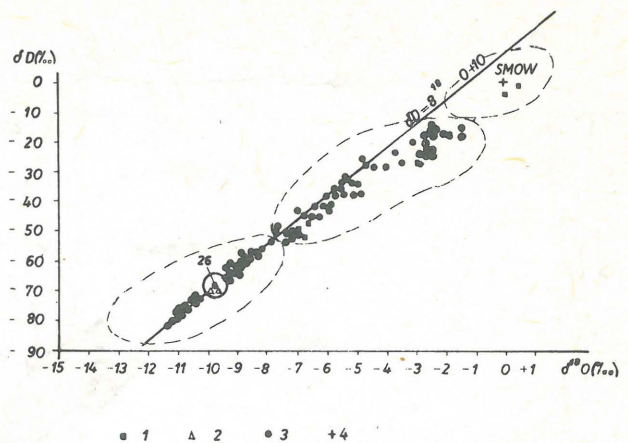
bonu są intensywnie drenowane przez górnictwo węglowe od połowy XVIII wieku. Badania A.S. Kleczkowskiego i in. (9) oraz Z. Wilka (30) wykazały ogólną tendencję zmniejszania się przepuszczalności karbońskich poziomów wodonośnych z głębokością, co wiąże się ze wzrostem diagenety skał. Skład chemiczny i ogólna mineralizacja wód w poszczególnych piętrach wodonośnych są zróżnicowane. Ogólna charakterystyka hydrogeologiczna zapadliska jest przedstawiona w pracach A. Różkowskiego (21) oraz A. Różkowskiego i Z. Wilka (26).

KSZTAŁTOWANIE SIĘ CHEMIZMU WÓD PODZIEMNYCH W ZAPADLISKU GÓRNOŚLĄSKIM

Rozwój hydrogeologiczny basenu sedimentacyjnego zapadliska górnośląskiego zachodził w okresie od karbonu do czwartorzędzu włącznie. W tym czasie notuje się występowanie pięciu cykli hydrogeologicznych (16, 23, 25).

W świetle badań N. Oszczytko (14) istotną rolę w formowaniu się wód podziemnych zapadliska górnośląskiego odegrała orogeneza alpejska i związane z nią wypiętrzanie się Karpat, przebudowa tektoniczna zapadliska oraz sedimentacja osadów morza badeńskiego.

W etapie elizyjnym, związanym z transgresją morza badeńskiego, przepływ wód w trzeciorzędowych basenach sedimentacyjnych następował wskutek kompaktacji oraz ciśnień geodynamicznych związanych z wypiętrzaniem się Karpat (14). Wyciskanie wód przebiegało pionowo w górę i w dół – w przepuszczalne podłoże, oraz poziomo – w kierunku od osi basenu ku jego brzegom, zgodnie z rozkładem ciśnień przedstawionym na modelu teoretycznym C. Jacquina i M. Pouleta (5). Uwzględniając skład mineralny ilów badeńskich (20), dodatkowym źródłem wód oraz ciśnień mógł być proces dehydratacji ilów montorylonitowych, zachodzący w głębszych partiach trzeciorzędowych struktur zapadliskowych. Migracja wód na-



Ryc. 4. Wykres zależności $\delta^{18}O$ od δD dla wód zapadliska górnośląskiego.

Fig. 4. Graph of dependence of $\delta^{18}O$ on δD for waters in the Upper Silesian Basin.

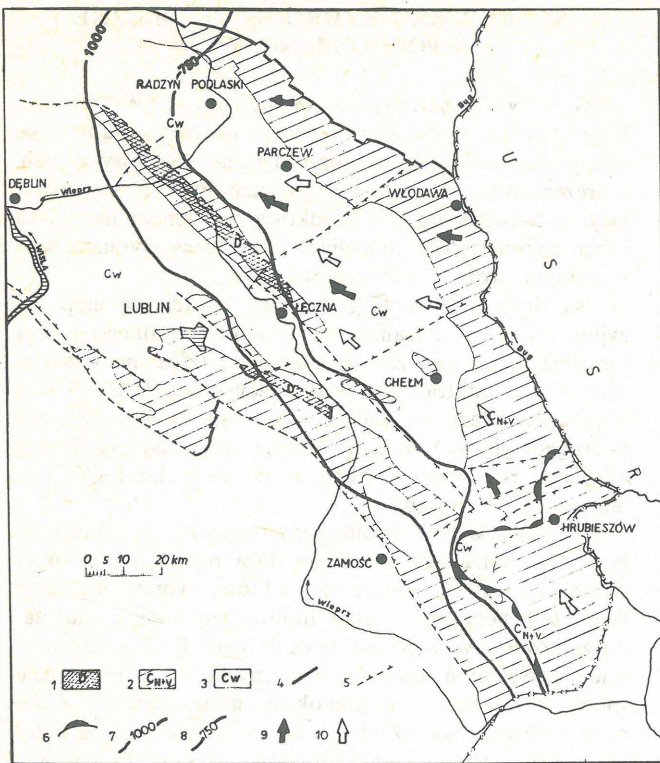
stępowała ze stref o wysokim ciśnieniu w kierunku północnej części zapadliska górnośląskiego, do poziomów wodonośnych o wyrównanym ciśnieniu. Drogami krążenia wód były przepuszczalne utwory dolnego badenu i karbonu oraz strefy dyslokacji tektonicznych.

Skład chemiczny i mineralizacja roztworów porowych, wyciskanych z osadów badenu, były uzależnione od środowiska sedimentacji, efektów membranowych w warunkach skonsolidowanego górotworu oraz procesu dyfuzji. Strumień kompacyjny sedimentów otwartego morza miał zasolenie zbliżone do oceanicznego, w osadach zaś facji salinarnej (ryc. 2) mineralizacja roztworów porowych dochodzić mogła do 517 g/dm^2 (2).

Obok ciśnień geostatycznych i geodynamicznych, ruch wód w poziomach wodonośnych karbonu, skierowany przede wszystkim ku północy, wywołały również zmiany reżimu cieplnego basenu sedimentacyjnego zapadliska górnośląskiego. Przykrycie utworów karbonu w południowej i zachodniej części zapadliska przez termicznie izolujące osady trzeciorzędu spowodowało zwiększenie temperatur i ciśnień pogrzebanych wód. Podwyższenie gradientów termicznych wpływa na obniżenie się gęstości wód (3), ułatwiając ich migrację. Zróżnicowanie wartości ziemskiego strumienia ciepłego spowodowały również intruzje skał magmowych, wywołane przebudową tektoniczną zapadliska. Wpływ wspomnianych intruzji na rozkład pola geotermicznego w zapadlisku zaznacza się do chwili obecnej (8).

Współczesny etap infiltracyjny rozpoczął się w sarmacie. Nasuwanie się Karpat (po wycofaniu się morza badeńskiego) spowodowało dalszy wzrost ciśnień geostatycznych i geodynamicznych, czego efektem był wzmożony przepływ wód sedimentacyjnych (14). Zróżnicowanie reżimu cieplnego basenu ułatwiało migrację wód pogrzebanych w utworach karbonu. Jednocześnie tworzy się hydrodynamiczny system krążenia, szczególnie rozwijający się w odkrytej części zapadliska. Nieznaczne zróżnicowanie morfologiczne obszaru nie sprzyja głębokiej penetracji wód atmosferycznych (25). Działalność górnictwa węglowego pogłębiła podstawę drenażu opisywanego systemu krążenia do głęb. przeciętnie 700 m.

Wody atmosferyczne, zasilające mezozoiczne i karbońskie poziomy wodonośne, infiltrują w podłoże głównie w północnej, hydrogeologicznie odkrytej części zapadliska górnośląskiego. Migrują one zgodnie z upadem



Ryc. 5. Szkic geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego bez utworów młodszych od karbonu (sytuacja geologiczna wg J. Porzyckiego).

1 – obszar występowania utworów dewonu, 2 – obszar występowania utworów wizenu i namuru, 3 – obszar występowania utworów westfalu, 4 – zasięg utworów karbonu – granice erozyjne i tektoniczne (granica Lubelskiego Zagłębia Węglowego), 5 – uskoki, 6 – obecny erozyjny zasięg utworów jury, 7 – izopachyta 1000 m nadkładu, 8 – izopachyta 750 m nadkładu, 9 – kierunek przepływu wód w utworach jury, 10 – kierunek przepływu wód w utworach karbonu.

Fig. 5. Geological sketch map of the Lublin Coal Basin without rocks younger than Carboniferous (geological setting after J. Porzycki).

1 – area of distribution of Devonian rocks, 2 – area of distribution of Visean and Namurian rocks, 3 – area of distribution of Westphalian rocks, 4 – extent of Carboniferous – erosional and tectonic boundaries (boundary of Lublin Coal Basin), 5 – faults, 6 – present, erosional boundary of Jurassic rocks, 7 – 1000 m isopach of cover rocks, 8 – 750 m isopach of cover rocks, 9 – direction of water flow in Jurassic rocks, 10 – direction of water flow in Carboniferous rocks.

warstw, głównie w kierunku południowym. Proces wystąpienia się wód w utworach trzeciorzędowych odbywa się wskutek bezpośredniej, pionowej infiltracji wód opadowych w te osady (20). Przeciwstawne kierunki przepływu grawitacyjnego i wglębnego systemu krążenia stwarzają warunki do występowania stref anomalii hydrochemicznych na kontaktach tych systemów (14). Wypieranie wód pogrzebanych przez wody atmosferyczne, jak również wzajemne mieszanie się tych wód, stwarza warunki do formowania się strefowości hydrochemicznej i hydrodynamicznej.

Tworzy się normalna strefowość hydrochemiczna, charakteryzująca się zmianami mineralizacji i składu chemicznego wód wzdłuż dróg krążenia (10, 13, 14, 16, 19, 21). Obserwuje się ogólny trend wzrostu mineralizacji wód z głębokością ich występowania, niezależnie od wieku

utworów. Ta ogólna prawidłowość bywa zaburzona zjawiskami inwersji hydrochemicznej, co ilustruje ryc. 3. Badania hydrochemiczne zapadliska górnośląskiego (22) wykazały, że do głęb. 500 m zaznacza się ścisła zależność stopnia zmineralizowania wód od przykrycia utworów karbonu ilastymi osadami trzeciorzędu, jak również od stopnia rozcięcia górotworu robotami górniczymi. Zależność zmian mineralizacji wód w utworach karbonu od charakteru przykrycia zaciera się na głęb. ok. 750 m. Na głęb. 1000 m zaznacza się równoleżnikowy układ stref mineralizacji, niezależny od występowania ilastych utworów trzeciorzędowych w nadkładzie oraz od rozwoju robót górniczych.

Gradyenty hydrogeochemiczne są zmienne w poszczególnych strukturach geologicznych. Do głęb. 1000 m różnicują się one w granicach od 25 g/dm³/100 m w odkrytym do 8–15 g/dm³/100 m w zakrytym regionie hydrogeologicznym. Minimalne wartości występują w południowej części regionu zakrytego.

Wglębny zasięg swobodnej i utrudnionej wymiany wód w północnym, odkrytym hydrogeologicznie, regionie jest zmienny w granicach do max. 800 m. Występowanie tej strefy potwierdzają wyniki badań izotopów trwałych. Mineralizacja ogólna wód tego systemu krążenia jest zmienna w granicach od 0,2 do ok. 50 g/dm³. W profilu mezozoicznego piętra pokrywowego występują wody słodkie typu HCO₃–Ca–Mg i HCO₃–SO₄–Ca–Mg (18), natomiast w utworach karbonu: HCO₃–Ca–Mg, HCO₃–Na, SO₄–Ca–Mg, SO₄–Cl–Na, Cl–HCO₃–Na oraz – na większych głębokościach – Cl–Na (16).

W południowym – zakrytym hydrogeologicznie – regionie, w zasięgu trzeciorzędowych zapadlisk, dolna granica strefy utrudnionej wymiany oscyluje na głęb. 200 m, mineralizacja wód zaś dochodzi do 24 g/dm³. W utworach trzeciorzędowych facji morskiej występują grupy: HCO₃–Na, HCO₃–Cl–Na, Cl–HCO₃–Na oraz – przede wszystkim – Cl–Na. W zasięgu występowania serii osadów chemicznych trzeciorzędu występuje grupa wielojonowych wód, w których składzie jonowym dominuje jon SO₄ (19). Również w wodach karbońskich poziomów wodonośnych występuje podwyższona zawartość siarczanów.

W strefie stagnacji w utworach trzeciorzędowych występują syngedymantacyjne solanki typu Cl–Na, o mineralizacji ogólnej dochodzącej do 150 g/dm³, co potwierdziły wyniki badań stosunków izotopów trwałych (23) (ryc. 4). W utworach karbonu górnego zarówno w odkrytym, jak i zakrytym hydrogeologicznie regionie, w strefie stagnacji występują solanki różnej genезy, o mineralizacji w granicach 50–372 g/dm³ i wartościach współczynnika Na/Cl na ogół poniżej 0,87.

W północno-zachodniej części zapadliska, w zasięgu i sąsiedztwie występowania serii osadów chemicznych trzeciorzędu (ryc. 2), notuje się anomalnie wysoką mineralizację wód, dochodzącą do 351 g/dm³ przy głęb. 495 m oraz wartości współczynnika Na/Cl ≈ 1. Należy przypuszczać, że wspomniane solanki są syngedymantacyjnymi wodami wyciśniętymi strumieniem kompacyjnym z osadów salinarnych trzeciorzędu. Chemizm tych wód kształtują ponadto procesy dyfuzji.

W południowej części zapadliska górnośląskiego, w zasięgu występowania mięjszych utworów trzeciorzędu (ok. 1000 m), obserwuje się występowanie inwersji hydrochemicznej, zaznaczającej się podwyższoną mineralizacją wód w utworach trzeciorzędu (50–105 g/dm³) w stosunku do wód w stropowych ogniwach karbonu (33–65 g/dm³). Poniżej zaznacza się ponownie wzrost mineralizacji wód

z głębokością. Geneza tej inwersji wzbudza wiele dyskusji. V. Homola (4) oraz J. Pałys (16) wiążą obniżenie mineralizacji wód w stropie karbonu z wysłodzeniem, które nastąpiło przed sedymentacją utworów badenu. Nie negując występowania strefy wysłodzenia przed badenem N. Oszczypko (16) wiąże zjawisko inwersji hydrochemicznej z procesami kompaktacji oraz filtracji membranowej, zachodzącymi w utworach badenu. Wyniki opróbowań wód w południowo-zachodniej części zagłębia zarówno po stronie polskiej, jak i czeskosłowackiej (12) wskazują na następujące dodatkowo infiltracyjne wysładzanie wód w utworach spągowych badenu (warstwy dębowieckie) oraz stropowych ogniw karbonu od strony zachodniej.

LUBELSKIE ZAGŁĘBIE WĘGLOWE

Lubelskie Zagłębie Węglowe jest rozległym (o powierzchni 14 450 km²) obszarem występowania złóż węgla kamiennych we wschodniej Polsce. Jego granice przyjęto po wychodniach utworów karbonu pod mezozoiczny nadkład (ryc. 5).

Obszar tego zagłębia położony jest w strefie rozłamu Teisseyre'a-Tornquista, uważanego za strefę graniczną między sztywnym blokiem platformy prekambryjskiej Europy Wschodniej a platformą paleozoiczną Europy Zachodniej (31). Osady paleozoiku i mezozoiku, stanowiące pokrywę platformy prekambryjskiej, charakteryzują się tektoniką blokowo-uskokową (17). Osady karbonu są tu ujęte w szeroką asymetryczną synklinę pociętą wieloma uskokami o kierunkach SW-NE i SE-NW. W obrębie platformy paleozoicznej osady karbonu tworzą równoległe, wielkopromienne struktury fałdowe, poprzecinane licznymi uskokami o kierunkach NW-SE. Na erozyjnej powierzchni karbonu leżą utwory jury środkowej i górnej, wyżej – utwory kredy, od albu środkowego po mastrycht, oraz osady czwartorzędowe. Łączna miąższość nadkładu karbonu wynosi od ok. 340 m w części wschodniej zagłębia do ponad 1000 m w części zachodniej.

KOMPLEKSY WODONOŚNE

Zróznicowane zawodnienie utworów w LZW pozwala na wydzielenie trzech podstawowych kompleksów wodonośnych: 1 – czwartorzędowo-górnokredowego, 2 – dolnokredowo-jurajskiego, 3 – karbońskiego.

Pierwszy z nich obejmuje utwory plejstocenu i holocenu o zróżnicowanej, ogólnie wysokiej przepuszczalności oraz węglanowe utwory kredy górnej do głęb. ok. 170 m. Niżejleżące ogniwa kredy górnej są bardzo słabo- lub praktycznie nieprzepuszczalne.

Piaszczysto-węglanowy kompleks wodonośny dolnokredowo-jurajski charakteryzuje się zmienną przepuszczalnością zarówno w profilu pionowym, jak i przestrzennie. Kompleks ten zalega na różnych stratygraficznie ogniwach karbonu (ryc. 5), stanowiąc dla nich kompleks alimentacyjny. Jedynie w części południowo-wschodniej zagłębia, gdzie brak utworów jury, poziomy wodonośne karbonu są zasilane przez utwory kredy.

Utwory karbonu na obszarze LZW mają miąższość wzrastającą od brzegów basenu ku jego środkowej części do ponad 1000 m. Wodonośność tych utworów wiąże się głównie z ławicami lub wkładkami piaszczystymi, podziemnie mułowców i wapieni, występujących w kompleksie iłowcowym. Ogólna charakterystyka hydrogeologiczna LZW jest przedstawiona w pracy T. Rudzińskiej i A. Rózkowskiego (28).

W rozwoju paleohydrogeologicznym LZW, od karbonu (westfału) do czwartorzędu włącznie, odbyły się cztery niepełne cykle hydrogeologiczne. Pierwszy z nich, reprezentowany wyłącznie przez etap infiltracyjny, trwający od westfału po jurę środkową (orogeneza hercyńska i faza eokimeryjska), umożliwił wielokrotną wymianę wód w pełnym profilu hydrogeologicznym (1).

Na drugi cykl hydrogeologiczny składa się etap elizyjni, związany z transgresją epikontynentalnego morza jurajskiego, po jego zaś wycofaniu się (faza neokimeryjska) – etap infiltracyjny, obejmujący kredę dolną. Ruchy górotwórcze fazy asturyjskiej zapoczątkowały trzeci cykl hydrogeologiczny, na który złożyła się transgresja morza albskiego i górnokredowego, a po fazie laramijskiej – lądowy okres eocenu.

Ostatni cykl hydrogeologiczny rozpoczął się transgresją płytkiego morza oligoceńskiego (faza pirenejska) w okresie 38–26 mln lat temu, podczas której tworzyły się słone wody sedymentacyjne. Etap infiltracyjny tego cyklu, zapoczątkowany w miocenie, trwa do dziś. Ruchy fazy sawskiej i attyckiej, a następnie wilgotny klimat w preglacjale sprzyjały tworzeniu się głębokich, grawitacyjnych systemów krążenia. Wielokrotne pokrycie obszaru przez lądolód w plejstocenie i związane z tym okresowe zmiany warunków klimatycznych, morfologicznych i hydrograficznych (27, 6) wpływały decydująco na intensywność zasilania i dynamikę systemów krążenia wód podziemnych. Sprzyjające warunki do efektywnej infiltracji istniały w interglacjalach, zwłaszcza w interglacjale mazowieckim (ponad 250 tys. lat temu) i eemskim (ponad 60 tys. lat temu). Obecnie, w warunkach klimatu umiarkowanego, kontynuuje się intensywna alimentacja grawitacyjnych systemów krążenia wód. Odpływ podziemny skierowany jest ku północnemu zachodowi.

Obliczenia czasu wymiany wód podziemnych w ostatnim etapie infiltracyjnym, wykonane klasycznymi wzorami zalecanymi przez A.A. Karcjewa i in. (7), w północno-wschodniej części LZW wykazały, że w tym okresie istniała kilkusetkrotna możliwość wymiany wód. Na tym obszarze powinny występować wody wieku ok. kilkudziesięciu tysięcy lat. Ten rząd wielkości potwierdzają obliczone rzeczywiste prędkości przepływu wód w kompleksie wodonośnym dolnokredowo-jurajskim, przy uwzględnieniu położenia obszarów zasilania tego kompleksu w północno-wschodniej i wschodniej części zagłębia. Dalej w kierunku południowym występują wody starsze.

Uściślenia wieku wód podziemnych dokonano na podstawie wyników kompleksowej analizy budowy geologicznej zagłębia, wraz z uwzględnieniem charakteru stref uskokowych, przepuszczalności hydraulicznej skał, kształtowania się chemizmu i dynamiki wód oraz wyników badań izotopowych. Obecny stan rozpoznania hydrogeologicznego pozwalał na przeprowadzenie takiej analizy jedynie we wschodniej części basenu lubelskiego.

Badania środowiska hydrogeochemicznego wykazały występowanie strefowości hydrochemicznej, gazowej i izotopowej zarówno pionowej, jak i przestrzennej (24), zaznaczającej się:

- 1) wzrostem mineralizacji z głębokością od 0,3 do 84 g/dm³,
- 2) zmiennością składu chemicznego wód oraz kompleksu jonowo-solnego skał zgodnie ze schematem: HCO₃–HCO₃–Cl–Cl–HCO₃–Cl,

3) zmiennością składu gazowego wód i przejściem stref gazowych od azotowej przez azotowo-metanową do metanowej,

4) wzrostem wartości stosunków izotopów trwałych tlenu i wodoru wraz z mineralizacją wód i głębokością zalegania poziomów wodonośnych.

Zmienność ta zachodzi od brzegów basenu ku jego środkowej części, zgodnie z upadkiem warstw i regionalnym kierunkiem przepływu wód ze wschodu i południowego wschodu na zachód i północny zachód. Interpretacja wyników oznaczeń izotopów stabilnych i ^{14}C potwierdziła zróżnicowanie reżimu wód podziemnych w omawianym rejonie, pozwalając ponadto na pośrednie ich datowanie w zależności od położenia w systemie krążenia (32). W północno-wschodniej części omawianego rejonu zagłębia zawartości izotopów stabilnych w wodach utworów jury i westfalu są typowe dla klimatu chłodniejszego niż obecny, zaś zawartości ^{14}C potwierdzają ich zasilanie w okresie ostatniego zlodowacenia. Dalej ku południowi, w środkowej części omawianego obszaru, zawartość izotopów stabilnych w wodach charakteryzuje klimat zbliżony do obecnego, brak zaś ^{14}C sugeruje ich pochodzenie z ostatniego interglacjału. Na południe od środkowej części, wody z utworów jury i westfalu charakteryzują się wyraźnym wzbogaceniem w ciężkie izotopy tlenu i wodoru, wskazując na klimat ciepły – przedplejstoceni.

Analiza opisanej zmienności warunków hydrogeologicznych we wschodniej części basenu lubelskiego wykazała występowanie w profilu hydrogeologicznym obszaru dwóch środowisk hydrochemicznych: 1 – do głęb. ok. 1000 m, obejmującego utwory czwartorzędu, kredy, jury i większej części profilu karbonu, 2 – poniżej tej głębokości – obejmującego dolne ogniwa karbonu i utwory starsze.

Pierwsze z nich charakteryzuje się występowaniem wód głównie ostatniego etapu infiltracyjnego. Mineralizacja wód jest tu zmienna w granicach od 0,5 do 12,4 g/dm³, następstwo zaś typów chemicznych wód przedstawia się tu następująco: od głównie $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ w kompleksie czwartorzędowo-górnokredowym oraz $\text{HCO}_3\text{-Na}$ w dolnych ogniwach kredy górnej, przez $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ i $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ do Cl-Na w kompleksie wodonośnym albsko-jurajskim i karbońskim. Współczynnik Na/Cl kształtuje się tu powyżej 1. Zawartość izotopów tlenu i wodoru potwierdzają infiltracyjne pochodzenie wód.

Poniżej głęb. ok. 1000 m występują wody izolowane od wpływu wód ostatniego etapu infiltracyjnego, przy czym stopień tej izolacji wzrasta z głębokością. Mineralizacja wód jest zmienna w granicach do 84 g/dm³. Występują tu wody typu Cl-Na i Cl-Na-Ca , charakteryzujące się zwykle współczynnikiem $\text{Na/Cl} < 0,87$. Obserwuje się wyraźne wzbogacenie wód w ciężkie izotopy tlenu i wodoru. W obrębie lokalnych struktur geologicznych zaznacza się zróżnicowanie reżimu hydrogeochemicznego.

L I T E R A T U R A

1. B o g o m o ł o w G.W. i in. – Hidrogeologia, gidrochimija, geotermija geologiczeskich struktur. Brietskij wodonapornyj (artieziańskij) bassiejn. Izd. Nauka i Tiechn. Mińsk 1971.
2. C o l l i n s A.G. – Geochemistry of oilfield waters. Elsevier Publishing Comp. Amsterdam 1975.
3. H a n o r J.S. – The sedimentary genesis of hydrothermal fluids. Geochemistry of hydrothermal ore deposits. John Wiley a. sons New York 1979.

4. H o m o l a V. – Příspěvek k hydrogeologii a plynonosnosti Pobeskydske časti ostravsko-karvinského reviru. [W:] Sbornik praci konference o geologii OKR Ostrava 1959.
5. J a c q u i n C., P o u l e t M. – Essai de restitution des conditions hydrodynamiques regnant dans bassin sedimentaire an course de son evolution. Rev. Inst. Franc. Petrole 1973 vol. 28 no. 3.
6. J a h n A. – Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PWN 1956 nr 7.
7. K a r c j e w A.A., W a g i n S.B., B a s k o w J.A. – Paleogidrigieologija. Niedra Moskwa 1969.
8. K a r w a s i e c k a M. – Wpływ budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na warunki geotermiczne. [W:] Konferencja z cyklu: Zagadnienia surowców energet. w gosp. kraj. AGH 1981.
9. K l e c z k o w s k i A.S., M o t y k a J., W i l k Z., W i t c z a k S. – Zmiany niektórych ocen hydrogeologicznych skał związanych z głębokością. Prz. Geol. 1976 nr 5.
10. K l e c z k o w s k i A.S., V u - N g o c - K y – Vertical succession of hydrochemical zones in the Carboniferous and its overburden in the eastern part of Upper Silesia. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Géol. Géogr. 1969 vol. 17 no. 1.
11. K o t a s A. – Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 54 Zjazdu PTG Wyd. Geol. 1982.
12. K v é t R. – Hydrogeochemie Ostravska. CAV Studia Geograph. Brno 1980 nr 66.
13. M u l a r z S. – O strefach hydrochemicznych niecki bytomskiej. Prz. Geol. 1964 nr 2.
14. O s z c z y p k o N. – Wpływ neogeńskiej przebudowy przedgórz Karpat na warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne zapadliska przedkarpacciego. Biul. Inst. Geol. 1981 nr 325.
15. P a c z y Ń s k i B., P a ł y s J. – Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Niziu Polskim. Kwart. Geol. 1970 nr 1.
16. P a ł y s J. – O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1966 z. 2.
17. P o r z y c k i J. – Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. Geol. 1978.
18. R ó z k o w s k a A., R ó z k o w s k i A., R u d z i Ń s k a T. – Charakterystyka hydrochemiczna piętra wodonośnego triasu regionu śląsko-krakowskiego. Biul. Inst. Geol. 1975 nr 282.
19. R ó z k o w s k i A. – Chemizm wód w utworach trzeciorzędowych Zagłębia Górnośląskiego. Ibidem 1971 nr 249.
20. R ó z k o w s k i A. – Badania środowiska hydrochemicznego utworów dolnotortońskich południowo-zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego. Ibidem.
21. R ó z k o w s k a A. – Wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prz. Geol. 1978 nr 9.
22. R ó z k o w s k i A. – Hydrogeologiczne warunki występowania złóż węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. [W:] II Konferencja z cyklu: Zagadnienia surowców energet. w gosp. kraj. AGH 1981.
23. R ó z k o w s k i A., P r z e w ł o c k i K. – Conditions of formation of water chemistry in the Upper Silesian Coal Basin. [In:] Int. Symp. Hydrogeochem. of Mineralized Waters. Cieplice Sp. Wyd. Geol. 1978.
24. R ó z k o w s k i A., R u d z i Ń s k a T. – Hydrogeochemical zonality in the Lublin Coal Basin. Ibidem.

25. R ó ż k o w s k i A., R u d z i ń s k a T., B u k o w y S. — Thermal brines as a potential source of the ore mineralization of the Silesia-Cracow area. Pr. Inst. Geol. 1979 t. 95.
26. R ó ż k o w s k i A., W i l k Z. — Zagadnienia hydrogeologiczne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego północno-wschodniego obrzeżenia. Przew. 54 Zjazdu PTG Wyd. Geol. 1982.
27. R ó ż y c k i S.Z. — Plejstocen Polski środkowej. PWN 1972.
28. R u d z i ń s k a T., R ó ż k o w s k i A. — Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego. [W:] Sur. Miner. makroreg. środk.-wsch. Polski. Wyd. Geol. (w druku).
29. V u - N g o c - K y — Strefowość hydrochemiczna w karbonie i jego nadkładzie na obszarze Babice-Spytkowice. Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie 1973 nr 74.
30. W i l k Z. — Relation between porosity and depth of sandstone of the Łaziska and Libiąż Beds (Upper Carboniferous), Upper Silesia Coal Basin. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr. 1964 vol. 12 no. 2.
31. Z n o s k o J. — Ukształtowanie stropu podłoża krystalicznego platformy prekambryjskiej w Polsce. [W:] Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol. 1973 t. 68.
32. Z u b e r A., G r a b c z a k J. — Stable isotopes as a tool for age stratification of deep waters in the Lublin Coal Basin. All-Union Symp. Isotop. in the Hydro-sphere Talin 1981.

S U M M A R Y

The hydrogeological development of sedimentary basins in the Upper Silesian and Lublin Coal Basins has been very closely related to orogenic events, influencing reconstruction of hydraulic systems and changes in hydrogeochemical zonality. The orogenic events resulted in cyclicity of geological processes and related hydrogeological ones. Tectonic mobility of sedimentary basins was favourable for origin of gravitational circulation systems at the percolational stages and compactional squeezing out of waters at the elisional stages. Such conditions were advantageous for exchange and mixing of waters of different age and origin in hydrogeological section of the basins.

The Upper Silesian Coal Basin is comprised within the Upper Silesian Variscitic intermontane depression, which geological development has been effected by the Variscian and Alpine orogenies. The thickness of the molasse sediments of the productive Upper Carboniferous reaches 8200 m. The Carboniferous deposits are covered by the discontinuous series of Mesozoic carbonate rocks of the thickness about 150 m in the northern and eastern parts of the depression and by clayly Tertiary rocks in the southern and western parts (Fig. 2). The thickness of the Tertiary series in the tectonic depressions amounts to 1000 m.

Two hydrogeological regions may be differentiated in the depression. Their boundaries are delineated by the extent of the isolating series of Tertiary deposits (Fig. 2).

Five hydrogeological cycles are recognized in the hydrogeological evolution of sedimentary basin in the Upper Silesia from the Carboniferous to Quarternary inclusively. Based on the results of the N. Oszczypko (1981) investigations the Alpine orogeny and related uplift of the Carpathian Mts, tectonic rebuilding of the depression and

sedimentation in the Badenian sea played especially important role in formation of groundwater regime in this basin.

As a result of sedimentation and compaction of Miocene argillaceous sediments, as well as under the influence of overthrusting Flysch Carpathians huge amounts of Miocene sedimentation waters were squeezed out. The diagenetic dehydration of clay minerals could provide the additional amount of water. These waters migrated not only to sandy Miocene sediments but also to Carboniferous deposits, mainly in basement and in the northern direction.

The mineralization and chemism of the squeezed out waters has been conditional as well by the original salinity of Miocene basins as by the ultrafiltration phenomenon.

The groundwater flow in the Carboniferous aquifers has been directed mainly towards the north under the influence of the geostatic and geodynamic pressures as well as the evolution in thermal regime of the basin.

In the Sarmatian, simultaneously with the Badenian sea regression there started the still lasting process of replacement of relict waters by meteoric waters which infiltrate in the feeding areas on the northern part of the basin. The presently recorded hydrochemical and hydrodynamic zonality is the result of interaction of the present and deep circulation hydraulic systems.

The extent of the Lublin Coal Basin is limited by the outcrops of the Upper Carboniferous stratas under the Mesozoic overburden (Fig. 5). The complex of the Carboniferous deposits grows above 1000 m from the margin of the basin towards the central part. The thickness of the Jurassic, Cretaceous and Quarternary deposits which cover the Carboniferous formation ranges from 340 m in the eastern part of the basin to above 1000 m in the western part.

The hydrogeological evolution of the sedimentary basin in the Lublin region from the Carboniferous (Westphalian) until the Quarternary, has proceeded in 4 hydrogeological cycles.

The transgression of the shallow Oligocene sea has been started the last hydrogeological cycle. As a result of sedimentation and compaction of the Oligocene deposits the sedimentation waters were squeezed out in the basement. After the Oligocene simultaneously with the sea regression, there started the still lasting process of replacement of relict waters by meteoric waters.

The development of the deep gravitational groundwater flow systems has been permitted by the tectonic movements and the humid climate especially in the Pleistocene and Preglacial period.

The age of groundwaters in the Lower Cretaceous and Jurassic aquifers of the northeastern part of the basin about several dozen thousands years, based on the results of the Karcev's (7) formula calculations and flow velocity estimations. The occurrence of the older waters has been observed in the southern part of the basin.

Determinations of stable isotope and ^{14}C compositions of the waters from the given aquifers (32) indicate that these waters were recharged in Pleistocene as well as before the Pleistocene. The age of the waters depends on their position in the flow system.

The last infiltrational stage was connected with advanced desalting of the basin, resulting in origin of two hydrogeochemical environments, traceable in eastern part of the coal basin. The studies showed presence of infiltrational waters ranging in age from the Holocene to Tertiary down to the depth of about 1000 m, and waters isolated from the former at larger depth.