

ŚRODOWISKO HYDROGEOLOGICZNE WÓD GEOTERMALNYCH W UTWORACH KARBONU PRODUKTYWNEGO GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO

GEOLOGICAL ENVIRONMENT OF GEOTHERMAL WATERS IN THE PRODUCTIVE CARBONIFEROUS FORMATION IN THE UPPER SILESIA COAL BASIN (USCB)

STRESZCZENIE

Celem określenia warunków występowania wód geotermalnych w utworach karbonu produktywnego w zapadlisku górnośląskim w artykule dokonano analizy: budowy geologicznej GZW, kształtowania się pola cieplnego w górotworze, formowania się strefowości hydrodynamicznej i hydrochemicznej oraz kształtowania się parametrów hydrogeologicznych warstw wodonośnych. Wykazano, iż środowisko hydrogeologiczne piętra wodonośnego karbonu produktywnego formuje się pod wpływem czynników geogenicznych i eksploatacji górniczej prowadzonej w podziemnych kopalniach węgla kamiennych.

Przeprowadzona analiza wykazała, iż wody geotermalne w utworach karbonu produktywnego występują w strefie utrudnionej wymiany wód i w strefie stagnacji hydrodynamicznej, na głębokościach od ok. 700 m ppt. w północno - wschodniej części Zagłębia oraz poniżej 400 m ppt. na pozostałej jego części. Są to generalnie solanki, których mineralizacja wzrasta z głębokością. Wyniki badań składu chemicznego, gazowego oraz izotopowego wód geotermalnych wskazują na długi czas przebywania wód w górotworze i na dobrą ich izolację. W strefie stagnacji są to wody paleoinfiltracyjne wieku permńskiego, podrzędnie trzeciorzędowego. Jedynie w zasięgu obszarów aktywnej oraz głębokiej i długotrwałej eksploatacji górniczej wody geotermalne są w stropowym interwale swego występowania wodami mieszanymi infiltracyjno - reliktowymi. Obserwowany trend obniżania się wartości właściwości hydrogeologicznych skał z głębokością, w warunkach pełnej izolacji górotworu, powoduje, iż wodonośność piaskowców karbońskich jest niska i maleje z głębokością.

* * *

WSTĘP

W ostatnich latach wzrosło zainteresowanie możliwością wykorzystania energii geotermalnej w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym [10, 11, 19, 16, 35]. Dobrą podstawę do rozważań na ten temat dały mapy temperatur górotworu oraz gradientu geotermicznego skonstruowane dla obszaru GZW przez M. Karwasiecką [5, 6] oraz Z. Małolepszego [15]. Istotny wkład w rozpoznanie pola cieplnego Zagłębia dały również wyniki badań strumienia cieplnego prowadzone przez K. Chmurę [2, 3].

ABSTRACT

For determination of geothermal waters occurrence conditions in the productive Carboniferous formation in the Upper Silesian basin there were analyzed: geological structure of the Upper Silesian Coal Basin (USCB), forming of geothermal field in rock mass, forming of hydrodynamic and hydrochemical zonation as well as hydrogeological parameters. There is shown in this paper that hydrogeological environment of the productive Carboniferous formation is being formed under influence of geogenic factors as well as mining exploitation.

The analysis carried out shows that geothermal waters in the Carboniferous formation occur within the zone of the little active groundwater circulation and the zone characterized by very sluggish groundwater flow. The depth of occurrence could be even 700 m below the surface in the north - eastern part of the USCB and about 400 m in the southern part of it. These waters are mainly highly mineralized brines. Results of investigation of chemical and isotopic composition of discussed geothermal waters indicate generally a long time of water stay in rock mass. In the stagnancy zone there occur paleoinfiltrational waters of the Permian age and subordinatedly of the Tertiary age. In the areas of active and deep and long lasting mining exploitation geothermal waters within the upper interval of their occurrence are mixed infiltrational - relict waters. The observed tendency of diminishing values of hydrogeological properties of rocks with depth under conditions of rock mass isolation causes that the water-bearing capacity of Carboniferous sandstones is generally low and it is diminishing with depth.

* * *

Postępująca restrukturyzacja górnictwa węglowego w GZW i związana z nią częściowa likwidacja kopalń spowodowała dyskusję na temat możliwości wykorzystania zasobów energii geotermalnej występującej w utworach karbonu produktywnego w likwidowanych kopalniach węgla [11, 13, 15, 17, 21].

Autor niniejszej pracy, nawiązując do wspomnianej dyskusji, pragnie scharakteryzować środowisko hydrogeologiczne występowania wód geotermalnych (T. pow. 20°C) oraz warunki formowania się ich zasobów w piętrze wodonośnym karbonu produktywnego w basenie sedymentacyjnym GZW. Umożliwi to

w przyszłości wybór metod szczegółowego odwzorowania środowiska hydrogeologicznego wód geotermalnych oraz ocenę zawartych w nich zasobów energii geotermalnej. Jest to zagadnienie istotne, gdyż największe zasoby wód geotermalnych w środkowej Europie występują w basenach sedimentacyjnych w ośrodkach porowych, w warunkach kształtowania się ciśnień bliskich hydrostatycznym [4].

Rozpatrując warunki występowania wód geotermalnych oraz oceniając ich zasoby konieczna jest znajomość: budowy strukturalnej, ukształtowania pola cieplnego, dynamiki wód, oraz parametrów hydrogeologicznych poziomów wodonośnych i warstw rozdzielających. W rozważaniach nad możliwością wykorzystania wód geotermalnych istotna jest również znajomość składu chemicznego wód i ich mineralizacji.

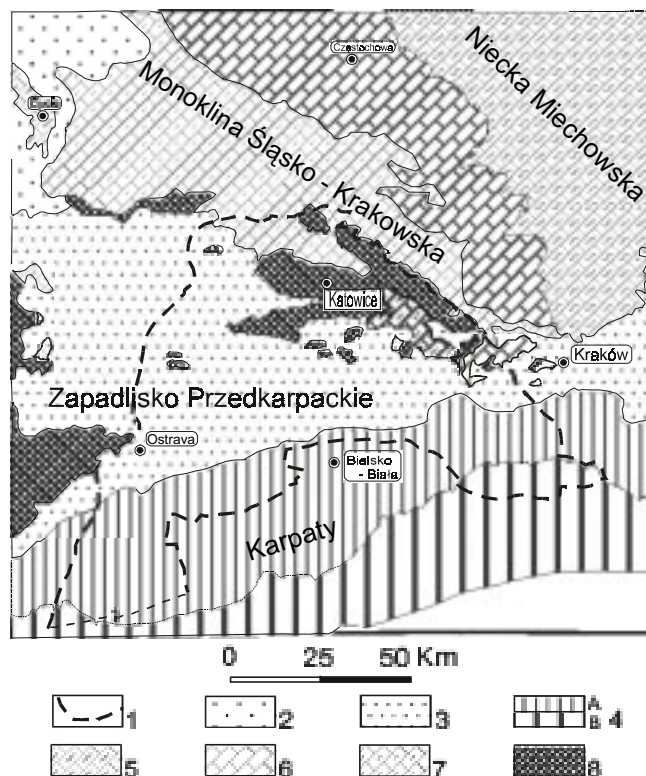
W artykule - opisując środowisko występowania wód geotermalnych - główny akcent położono na przedstawienie prawidłowości i zmienności występowania parametrów hydrogeologicznych poziomów wodonośnych katrbonu produktywnego i chemizmu występujących w nich wód. Ustosunkowano się również do czasu przebywania wód w poziomach i kompleksach wodonośnych celem wyjaśnienia problemu odnawialności zasobów wód.

1. BUDOWA GEOLOGICZNA

Górnślaskie Zagłębie Węglowe (GZW) o powierzchni 7500 km², w tym 5500 km² w granicach Polski, jest elementem skonsolidowanej platformy paleozoicznej położonej na przedpolu Karpat. Zagłębie zostało uformowane w czasie orogenezy warwyskiej. Jest zapadliskiem przedgórskim przekształconym w dalszych etapach ewolucji geologicznej w zapadlisko międzygórskie. Na skutek orogenezy alpejskiej nastąpiła przebudowa warwyskiego zapadliska przedgórskiego [9]. Przeważająca część obszaru Zagłębia znalazła się w zasięgu zapadliska przedkarpacciego wypełnionego molasowymi utworami trzeciorzędu, a nawet fragmentarycznie pod nasunięciem Karpat fliszowych. Jedynie północno-wschodnia część Zagłębia położona jest w zasięgu pokrywy platformowej, zbudowanej z osadów mezozoicznych. W tej części Zagłębia jurajskie i triasowe utwory piętra pokrywowego tworzą południowe skrzydło monokliny śląsko-krakowskiej, zaś występujące tu wychodnie utworów karbonu produktywnego są elementem młodszego paleozoiku cokołu platformy warwyskiej (ryc. 1).

Karbońskie piętro molasowe utworzone z utworów górnokarbońskich, zawierających pokłady węgla, zalega niezgodnie na starszym podłożu. Całkowita, sumaryczna miąższość osadów węglonośnych szacowana jest na ok. 4500 m. Rozwój węglonośnych osadów karbonu produktywnego jest nierównomierny. Największe miąższości notuje się w zachodniej części GZW, najmniejsze - w części wschodniej.

W profilu geologicznym karbonu produktywnego wydziela się cztery serie litostratygraficzne: 1) Serię



Ryc. 1. Pozycja Górnślaskiego Zagłębia Węglowego (GZW) na tle jednostek alpejskiego kompleksu strukturalnego (wg A. Kotasa [9]);

1 – granica GZW, 2 – pliocen paleozoicznej pokrywy platformowej, 3 – miocen zapadliska przedkarpacciego, 4 – mezozoik i kenozoik Karpat zewnętrznych, 5 – kreda, 6 – jura, 7 – trias, 8 – młodszy paleozoik platformy paleozoicznej

Fig. 1. Regional setting of the Upper Silesian Coal Basin (USCB) on the Alpine framework (after A. Kotas [9])

1 – boundary of the USCB, 2 – Pliocene of the Variscan platform cover, 3 – Miocene and the Carpathian Foredeep, 4 – Mesozoic and Cenozoic of the Outer Carpathians, 5 – Cretaceous, 6 – Jurassic, 7 – Triassic sediments, 8 – Paleozoic of the epi-Variscan platform basement

Paraliczną (namur A), 2) Górnślaską Serię Piaskowcową (namur B, C), 3) Serię Mułowcową (westfal A, B), 4) Krakowską Serię Piaskowcową (westfal C, D). Wymienione serie litostratygraficzne są reprezentowane przez kompleksy skał ilowcowo-, mułowcowo-piaskowcowe z pokładami węgla, przy czym stosunki skał gruboklastycznych do drobnoklastycznych w profilach tych serii są bardzo zróżnicowane (36).

Niezgodnie na sfałdowanych utworach karbonu występują utwory mezozoiczne i kenozoiczne. Utwory mezozoiczne reprezentowane są przez osady triasu i jury, położone w zasięgu monokliny śląsko-krakowskiej, w północno – wschodniej części Zagłębia (ryc.1). Utwory triasu są rozwinięte w zasięgu niecki bytomskiej oraz niecki chrzanowskiej, wilkoszyńskiej i długoszyńskiej i w rejonie Gliwic. Maksymalne miąższości osadów triasu, występujących w zasięgu GZW, nie przekraczają 230 - 250 m. Są one reprezentowane przez piaszczysto-ilaste utwory triasu dolnego, węglanowe - triasu dolnego i środkowego oraz ilaste - triasu górnego.

Ilasty kompleks osadów trzeciorzędowych, występujący w północno-zachodniej i południowej części Zagłębia, na całej niemal przestrzeni swego występowania podścielony jest utworami karbonu. Miąższość utworów trzeciorzędowych waha się w granicach od kilku metrów do ok. 1100 m. W skrajnie południowej części GZW na osady autochtonicznego trzeciorzędu nasunięte są fliszowe, trzeciorzędowo-kredowe utwory Karpat (ryc.1). Są one wykształcone w postaci serii iłowcowo-piaskowcowej.

Osady czwartorzędowe przykrywają płaszczem zmiennej miąższości utwory starszego podłoża. Miąższość tych osadów waha się w granicach od dziesiętnych metra do ponad 1000 m.

Dla budowy strukturalnej GZW decydujące znaczenie mają kształt i nieciągłości podłoża utworów waryscyjskiego piętra strukturalnego bloku górnośląskiego oraz położenie tego bloku w ramach waryscyjskich stref fałdowych: śląsko-morawskiej i krakowskiej. Czynniki te wpłynęły w sposób zasadniczy na zróżnicowany styl budowy strukturalnej Zagłębia i zmienny stopień zaangażowania tektonicznego górotworu.

W zasięgu GZW wydziela się trzy zasadnicze strefy tektoniczne: 1) strefę tektoniki fałdowej, 2) strefę tektoniki fałdowo-blokowej i fałdowej, 3) strefę tektoniki dysjunktywnej. Tektonika fałdowa jest charakterystyczna głównie dla karbonu zachodniej części GZW, zaś fałdowo-blokowa dla skrajnie wschodniej jego części. Przeważająca część Zagłębia charakteryzuje się głównie tektoniką dysjunktywną.

2. CHARAKTERYSTYKA POLA CIEPLNEGO UTWORÓW KARBONU PRODUKTYWNEGO

Rozkład temperatur w górotworze karbońskim, a tym samym występujących w nim wód, na obszarze GZW jest zróżnicowany. W świetle badań prowadzonych przez M. Karwasiecką [5, 6] oraz Z. Małolepszego [15, 16] i H. Marcaka i A. Leśniaka [20] zależy on od budowy geologicznej rejonu, właściwości cieplnych utworów serii złożowej i jej nadkładu, wydajności cieplnej pola geotermicznego, mechanizmu przenoszenia ciepła oraz warunków hydrogeologicznych. Najwięcej informacji o warunkach geotermicznych panujących w górotworze uzyskano z rejonów rozpoznania górniczego węgla kamiennego. Również głębokie otwory badawcze wiercone w centralnej i południowej części GZW wniosły istotny wkład w rozpoznanie pola cieplnego górotworu karbońskiego. Jednak w opinii M. Karwasieckiej [6] wschodnia część niecki głównej, obszar niecki bytomskiej oraz siodła głównego są rozpoznane pod względem warunków termicznych panujących w górotworze w sposób niedostateczny. Badania M. Karwasieckiej [6] oraz M. Plewy [25] wykazały podwyższony średni stopień geotermiczny w zapadlisku górnośląskim ($3,15^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) w stosunku do notowanego dla platformy waryscyjskiej ($2,8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$). W zapadlisku górnośląskim temperatury wgłębne na tych samych głębokościach rosną ze wschodu na zachód, co ilustrują

mapy temperatur górotworu [6]. Jednakże rozkład pola temperatur na poszczególnych poziomach jest w ogólnych zarysach podobny. Centralna i południowa część Zagłębia charakteryzują się równoleżnikowym rozmieszczeniem anomalii geotermicznych, których przebieg jest zgodny z budową struktur powstałych w wyniku tektoniki alpejskiej. Niektóre struktury geologiczne zapadliska górnośląskiego charakteryzują się odmiennymi polami cieplnymi, w których gradienty temperatur różnią się między sobą.

Na podstawie skonstruowanych map temperatur górotworu można przyjąć, iż strop wód geotermalnych (temperatura powyżej 20°C) w zapadlisku górnośląskim występuje na wschodzie Zagłębia na głębokości ok. 700 m p.p.t., zaś na zachodzie na głębokości ok. 400 m p.p.t. Na głębokościach 1000, 2000 m temperatury górotworu kształtują się w przybliżeniu odpowiednio od ok. 26 do 48°C i od ok. 52 do 78°C [5, 6].

Zróżnicowanie pionowych gradientów temperatury spowodowane jest zmianą własności fizycznych skał budujących poszczególne serie litostratygraficzne jak również zależy od ich położenia w zbiorniku sedymentacyjnym. Wyższe wartości pionowych gradientów geotermicznych obserwuje się w rejonach maksymalnych przegłębień basenu sedymentacyjnego [6]. Relatywnie niskie wartości temperatur oraz niskie gradienty geotermiczne występują we wschodniej części Zagłębia, w zasięgu obszaru występowania Krakowskiej Serii Piaskowcowej (KSP). W tej w znacznej mierze hydrogeologicznie odkrytej strukturze utwory KSP są ochładzane są przez infiltrujące wody atmosferyczne. Wysokie wartości temperatur i gradientów geotermicznych notuje się w części zachodniej w obszarach płytszego występowania źródeł termicznych.

Na obszarze GZW występuje również dodatkowy transport ciepła na drodze konwekcji. Został on stwierdzony w strefach regionalnych dyslokacji, gdzie zaobserwowano ascenzyjny ruch wód podziemnych [37].

3. HYDROGEOLOGICZNE TŁO REGIONALNE

Górnośląskie Zagłębie Węglowe, zgodnie z hydrogeologicznym ogólnym podziałem regionalnym Polski B. Paczyńskiego [22], mieści się w zasięgu prowincji platformy środkowoeuropejskiej, w regionie basenu niemiecko-polskiego. Zagłębie zwane przez autora wspomnianej regionalizacji "basenem górnośląskim" stanowi jednostkę hydrogeologiczną niższego rzędu w podregionie basenu południowego. W ujęciu A. Rózkowskiego [34] jednostka hydrogeologiczna basenu górnośląskiego posiada rangę lokalnego regionu, zwanego przez niego regionem górnośląskim. W jego zasięgu wydzielone zostały dwa subregiony hydrogeologiczne: północno-wschodni (I) i południowo-zachodni (II), o zróżnicowanej budowie geologicznej i warunkach hydrogeologicznych.

Subregion północno-wschodni (I) obejmuje swym zasięgiem dwie alpejskie struktury tektoniczne: monoklinę śląsko-krakowską oraz cokół platformy

waryscyjskiej (ryc. 1). W zasięgu regionu górnośląskiego występuje tylko fragment monokliny reprezentowany przez struktury triasu bytomskiego, chrzanowskiego, częściowo gliwickiego. Wodonośne utwory triasu zalegają bezpośrednio na utworach karbonu, lokalnie permu i są lokalnie przykryte wodonośnymi utworami jury a na całej powierzchni swego występowania wodonośnymi utworami czwartorzędu.

Cokół platformy waryscyjskiej, odnowiony w czasie orogenezy alpejskiej, jest zbudowany z utworów karbonu produktywnego przykrytych czwartorzędem. Podwyższoną wodonośnością charakteryzują się utwory czwartorzędu i stropowe ogniwa karbonu.

Występujące w subregionie północno-wschodnim kenozoiczne i mezozoiczne poziomy wodonośne znajdują się w więzi hydraulicznej z paleozoicznymi poziomami wodonośnymi. Ze względu na elewacyjne położenie subregionu oraz na występujące tu kontakty hydrauliczne między poziomami wodonośnymi kenozoiku, mezozoiku i paleozoiku, obszar ten należy uznać za regionalną strefę zasilania karbońskich poziomów wodonośnych.

Subregion południowo-zachodni (II) leży w zasięgu alpejskich struktur zapadliskowych, ciągnących się od Karpat na południu po Gliwice na północnym zachodzie Zagłębia (ryc.1). Zapadlisko przedkarpackie jest wypełnione miększym kompleksem ilastych utworów trzeciorzędowych, spoczywających z reguły na utworach karbonu. Wody zwykle występują tu wyłącznie w utworach czwartorzędowych. Zapadlisko przedkarpackie jest obszarem kształtowania się wysokich ciśnień wód w górnokarbońskich poziomach wodonośnych. Zasilanie karbońskich poziomów wodonośnych występuje tu wyłącznie lokalnie, w północnej części opisywanej struktury, w zasięgu okien erozyjnych w ilastych utworach trzeciorzędowych.

Dla regionu górnośląskiego charakterystyczna jest piętrowość wód podziemnych. Zaznacza się ona obecnością różnowiekowych pięter wodonośnych od kambru po czwartorzęd włącznie z występującymi w ich profilu kompleksami i warstwami wodonośnymi. Piętra wodonośne są poprzedzielane izolującymi utworami, słabo przepuszczalnymi lub praktycznie nieprzepuszczalnymi, o randze kompleksów lub poziomów. W profilu hydrogeologicznym Zagłębia zaznacza się wyraźną strefowość hydrodynamiczną i hydrochemiczną.

4. CZYNNIKI KSZTAŁTUJĄCE WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Warunki hydrogeologiczne piętra wodonośnego karbonu produktywnego kształtują czynniki geogeniczne i antropogeniczne. Decydują one o kształtowaniu się reżimu wód podziemnych i określają warunki formowania się strefowości hydrochemicznej, hydrodynamicznej oraz w pewnej mierze pola cieplnego.

4.1. Czynniki geogeniczne kształtujące warunki hydrogeologiczne w utworach karbonu produktywnego

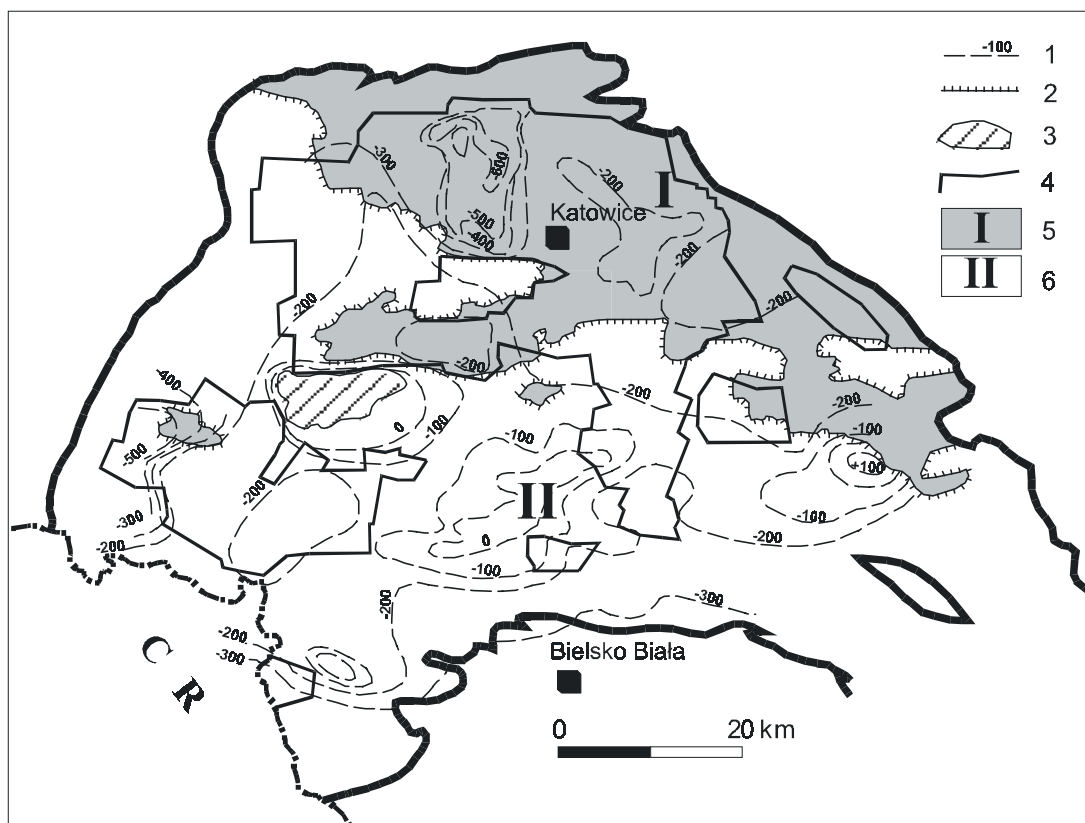
Do najważniejszych czynników geologicznych, kontrolujących reżim wód podziemnych w utworach karbonu produktywnego, należą: budowa strukturalna zapadliska górnośląskiego, zróżnicowanie wykształcenia litologicznego poszczególnych karbońskich serii litostratygraficznych, zmienność właściwości hydrogeologicznych skał z głębokością oraz wykształcenie litologiczne i miąższości utworów nadkładu. Na zróżnicowanie środowiska hydrochemicznego w utworach karbonu w północno – zachodniej części GZW wpływa występowanie w utworach trzeciorzędu serii osadów chemicznych wraz ze złożem soli w rowie Zawady (ryc.2).

Budowa strukturalna GZW jest zróżnicowana. Posiada ona duży wpływ zarówno na kształtowanie się reżimu wód podziemnych jak i na zawodnienie kopalń. Wśród podstawowych struktur tektonicznych typu synklinalnego wydziela się: nieckę chwałowicką, jejkowicką, bytomską, nieckę główną oraz niecki: długoszyńsko-wilkoszyńską i sierszańską. Do głównych struktur fałdowych zalicza się: siodło główne oraz północno-zachodnią strefę fałdowań Gliwic. Wspomniane struktury mają wpływ na kształtowanie się lokalnych warunków hydrogeologicznych, zwłaszcza w przypadku nie zaburzonego reżimu wód podziemnych.

Struktury synklinalne stanowią zbiorniki wód podziemnych o zdefiniowanych drogach krążenia i określonych obszarach zasilania i drenażu. Struktury antyklinalne, w północnej części Zagłębia, ze względu na budowę geologiczną i hipsometryczne położenie można uznać za główne strefy zasilania karbońskich systemów hydraulicznych.

Ważną rolę w formowaniu się reżimu wód podziemnych odgrywa tektonika blokowa. Głównymi elementami strukturalnymi są liczne uskoki o różnej amplitudzie zrzutów. Największy obszar występowania tektoniki blokowej związany jest ze strukturą niecki głównej. Jest to rozległa synklina pocięta dyslokacjami nieciągłymi, których amplitudy mogą przekraczać nawet 1000 m. Uskoki o regionalnym i południkowym charakterze przebiegu: kłodnicki, bełcki, jawiszowicki i Bzie-Czechowice, zrzucają na południe i powodują występowanie struktury schodkowej w zasięgu niecki głównej. Efektem tego jest wzrost w kierunku południowym zarówno głębokości występowania stropu karbonu produktywnego jak i miąższości nadkładu trzeciorzędowego. W ramach poszczególnych struktur blokowych, ze względu na odmienną budowę geologiczną, obserwuje się zróżnicowanie warunków hydrogeologicznych w utworach karbonu.

Strefy uskokowe o przebiegu regionalnym są często strefami regionalnego drenażu wód podziemnych występujących w utworach karbonu. Większość stref uskokowych spełnia jednak warunki ekranów hydrodynamicznych.



Ryc. 2. Hydrogeologiczne regiony GZW i głębokość występowania solanek (koncentracja soli $>35 \text{ g/dm}^3$)

1 – zasięg GZW, 2 – granice obszarów górniczych, 3 – regiony hydrogeologiczne, 4 – zasięg występowania izolujących utworów trzeciorzędowych, 5 – zasięg złoży soli w utworach trzeciorzędowych, 6 – izolinie głębokości występowania stropu solanek

Fig. 2. Hydrogeological regions and depth of brines occurrence ($\text{TDS} > 35 \text{ g/dm}^3$)

1 – extension of the USC, 2 – extension of the coalfields, 3 – hydrogeological regions, 4 – extension of the isolating series of the Tertiary formation, 5 – extension of the Tertiary salt deposits, 6 – depth contour

Istotny wpływ na kształtowanie się dynamiki wód i formowanie się hydrochemizmu w profilu utworów karbonu ma stwierdzone zróżnicowanie wykształcenia litologicznego i właściwości hydrogeologicznych skał w czterech głównych karbońskich seriach litostratygraficznych. Na skutek procesów diagenety obserwuje się ogólny trend obniżania się właściwości hydrogeologicznych skał wodonośnych z głębokością. Na dużych głębokościach piaskowce karbońskie są praktycznie nieprzepuszczalne i niewodonośne [37].

4.2. Wpływ działalności górniczej na kształtowanie się warunków hydrogeologicznych

Działalność górnicza jest fundamentalnym czynnikiem modyfikującym współcześnie reżim wód podziemnych w Zagłębiu, zarówno w utworach karbonu produktywnego jak i w określonym zakresie w utworach nadkładu. Eksploatacja węgla kamiennego w GZW prowadzona jest na skalę przemysłową od XVIII wieku. Obszary górnicze obejmują powierzchnię ok. 2000 km² (Ryc. 2). Maksymalne głębokości eksploatacji poszczególnych kopalń mieszczą się w przedziale od 400 m do 1200 m. Eksploatacja prowadzona jest obecnie systemem ścianowym na zawał lub z podsadzką. Większość kopalń położona jest w północnej części GZW, w zasięgu płytkiego występowania karbonu produktywnego,

w ramach struktur siodła głównego, niecki bytomskiej i północnego skłonu niecki głównej. Głębokość kopalń stale wzrastała w ubiegłym trzydziestoleciu, na skutek wyczerpywania się złóż płytko zalegających. Zjawisko to powodowało konieczność budowy nowych kopalń, głównie w zasięgu niecki głównej oraz głębszych poziomów eksploatacyjnych w starych kopalniach.

Eksploatacji górniczej towarzyszą zawały, spękania i odprężenie skał. Procesy te udrażniają górotwór i umożliwiają połączenia hydrauliczne między naturalnie izolowanymi poziomami wodonośnymi [34,37]. Doprowadza to do aktywnego mieszania się wód z różnych poziomów wodonośnych i zmian ich składu chemicznego i jakości. Zasadniczy wpływ na zmianę reżimu wód podziemnych w utworach karbonu ma jednak drenaż górniczy i związane z nim pompowanie ok. 692 m³/min wód kopalnianych.

Prowadzona restrukturyzacja górnictwa wpłynie na zmianę obecnych warunków hydrogeologicznych w karbońskim piętrze wodonośnym.

5. PARAMETRY HYDROGEOLOGICZNE KARBOŃSKICH KOMPLEKSÓW WODONOŚNYCH

Górnokarbońskie piętro wodonośne budują serie skał ilowcowo-piaskowcowych z pokładami węgla. Dla wydzielonych czterech serii litostratygraficznych

karbonu górnego (KSP, SM, GSP i SP) w pracach hydrogeologicznych wprowadzono nazwę kompleksów wodonośnych [39, 46]. Kompleksy wodonośne stanowią zespoły porowo-szczelinowych warstw wodonośnych o zróżnicowanych parametrach hydrogeologicznych, izolowane wzajemnie utworami praktycznie nieprzepuszczalnymi.

Uwzględniając zarówno procentowy udział w profilu geologicznym piaskowców jak i ich właściwości hydrogeologiczne, wyróżniono w profilu hydrogeologicznym karbonu górnego, kompleksy wodonośne KSP i GSP, charakteryzujące się wyższą przepuszczalnością i wodonośnością oraz kompleksy SM i SP, cechujące się gorszymi parametrami hydrogeologicznymi.

5.1. Właściwości hydrogeologiczne karbońskich kompleksów wodonośnych

Piaskowce karbonu górnego charakteryzują się dużą zmiennością swych właściwości hydrogeologicznych. Badania A. S. Kleczkowskiego i innych [7, 8] oraz A. Witkowskiego [50] wykazały istotną rolę wpływu zróżnicowanego uziarnienia piaskowców, tekstury i ich spoiwa oraz procesów diagenety na zmienność właściwości hydrogeologicznych piaskowców. Autor jest skłonny wiązać z tymi czynnikami obserwowane anomalne zróżnicowanie wartości porowatości, przepuszczalności i odsączalności piaskowców w profilu geologicznym poszczególnych kompleksów wodonośnych, przy ogólnym trendzie obniżania się ich wartości z głębokością. Generalnie ich zdolności do gromadzenia i przewodzenia wód maleją z głębokością. Na dużych głębokościach, ze względu na niską przepuszczalność spowodowaną diagenetą skał, piaskowce stają się skałami półprzepuszczalnymi, lub nawet praktycznie nieprzepuszczalnymi o wartościach współczynników filtracji poniżej 10^{-8} m/s [35, 37].

Najwyższymi wartościami właściwości hydrogeologicznych piaskowców i żwirowców charakteryzuje się kompleks wodonośny KSP. Zajmuje on powierzchnię 1500 km². Miąższości kompleksu są zmienne w granicach od kilkudziesięciu do 1140 m. W profilu hydrogeologicznym KSP dominują (70 - 90%) wodonośne gruboławicowe piaskowce i żwirowce.

Polowe badania hydrogeologiczne, prowadzone w otworach złożowych i studniach, wykazały zróżnicowanie przepuszczalności i wodonośności rozpatrywanego kompleksu wodonośnego. Współczynniki filtracji maleją z głębokością w granicach $5,0 \times 10^{-8}$ - $3,3 \times 10^{-4}$ m/s. Porowatość efektywna piaskowców kształtuje się w granicach od 4,6 do 31,7%, zaś odsączalność grawitacyjna od 1,6 do 10,0%, z tendencjami do obniżania się jej wartości z głębokością.

Kompleks wodonośny Górnośląskiej Serii Piaskowcowej (GSP) obejmuje powierzchnię 2800 km². Miąższości jego mieszczą się w przedziale od kilkunastu do 1200 m. W kierunku wschodnim miąższości maleją aż do pełnego wyklinowania się. Wodonośne piaskowce i zlepieńce stanowią 62,6% profilu serii.

Miaższości warstw wodonośnych są zmienne w przedziale od 0,2 do 44,5 m. Przeprowadzona analiza wyników parametrycznych pompowań i opróbowania próbnikiem złoża wykazały znaczne zróżnicowanie parametrów hydrogeologicznych kompleksu, z tendencją obniżania się ich wartości z głębokością. Współczynniki filtracji maleją z głębokością w granicach od $2,46 \times 10^{-5}$ m/s do $4,0 \times 10^{-11}$ m/s. Porowatość efektywna jest odpowiednio zmienna od 29,9 do 4,8%, zaś odsączalność grawitacyjna od 8,0 do 0,7%.

Kompleks wodonośny SM rozdziela serie piaskowcowe KSP i GSP. Jest on podścielony utworami GSP i przykryty, poza obszarami swych wychodni, utworami KSP. Miąższości kompleksu są zmienne w granicach od kilkudziesięciu do 1800 m. W części wschodniej ulegają one redukcji, osiągając maksymalne wartości w zasięgu niecki głównej. SM jako całość charakteryzuje się monotonnym i dość jednolitym wykształceniem fałdalnym. W jej profilu geologicznym dominują mułowce i ilowce. Generalnie udział wodonośnych piaskowców jest niewysoki i stanowi przeciętnie 28% profilu serii. Poziome wodonośne SM charakteryzują się miąższościami 0,1-13,7 m, przeciętnie 2,4 m. Badania polowe wykazały, iż wartości współczynników filtracji mieszczą się w przedziale $9,6 \times 10^{-10}$ - $5,0 \times 10^{-4}$ m/s, malejąc z głębokością. Wartości porowatości i odsączalności grawitacyjnej wykazują ten sam trend. Wartości ich maleją z głębokością odpowiednio od 30,0 do 3,6%, oraz od 10,6 do 0,6%.

Kompleks wodonośny SP występuje na całym obszarze GZW. Jego zasięg pokrywa się z występowaniem karbonu produktywnego. Miąższości kompleksu są zmienne w granicach 200-3780 m. Maksymalne miąższości występują w części zachodniej Zagłębia, redukując się w kierunku południowo-wschodnim. W stropie kompleksu, poza obszarami wychodni, zalega GSP. Udział wodonośnych piaskowców w profilu hydrogeologicznym kompleksu wynosi 47,2%. Miąższości poziomów wodonośnych wahają się od 0,1-29,6 m.

Współczynniki filtracji warstw wodonośnych określone badaniami polowymi są zmienne w przedziale $8,5 \times 10^{-9}$ - $8,39 \times 10^{-6}$ m/s. Wartości porowatości i odsączalności określone badaniami laboratoryjnymi maleją odpowiednio w granicach od 17,5 do 3,9% oraz od 3,5 do 0,7%.

Na głębokościach rozpoznanego badaniami polowymi występowania wód geotermalnych, w interwale głębokości od 400 (700)m do ok. 2000 m współczynniki filtracji ujmowanych warstw wodonośnych kształtowały się w przedziale 10^{-7} do 10^{-10} m/s, zaś charakterystyczna porowatość efektywna w granicach od 23,6 do 3,6%. Istotnym niedostatkiem prowadzonych oznaczeń właściwości hydrogeologicznych piaskowców karbońskich jest brak oznaczeń współczynnika zasobości sprężystej. Znajomość wartości tego współczynnika utrudnia racjonalną ocenę nieodnawialnych zasobów wód podziemnych. Zgodnie z obliczeniami teoretycznymi jego wartości winny kształtować się w granicach od $1,3 \times 10^{-5}$ (KSP) do $4,5 \times 10^{-6}$ [45].

W obszarach wpływu działalności górniczej wartości właściwości hydrogeologicznych skał karbońskich uległy podwyższeniu.

Wiąże się to z wtórnym udrożnieniem górotworu na skutek powstania zrobów i wyrobisk korytarzowych oraz szczelin poeksploatacyjnych. W przypadku eksploatacji prowadzonej z zawałem skał stropowych górotwór nad zrobami ulega znacznemu zeszczelinowaniu i rozwarstwieniu, co wpływa decydująco na wzrost przepuszczalności hydraulicznej i odsączalności grawitacyjnej skał. Aktualnie prowadzone przez Główny Instytut Górnictwa (GIG) badania w tym zakresie wnoszą istotny wkład w poznanie procesu wtórnego udrożnienia górotworu [1, 28].

5.2. Wodonośność piaskowców karbońskich

Wodonośność piaskowców karbońskich jest zróżnicowana. Wyraźnie maleje z głębokością, na co mają wpływ procesy diagenetyzacji ośrodka skalnego oraz jego położenie w profilu hydrogeologicznym i w systemie krążenia wód.

Charakterystykę wodonośności piaskowców kompleksów wodonośnych KSP, SM, GSP i SP oparto na analizie wyników pomiarów badań polowych wykonanych metodami pompowania parametrycznego, szczyptywania łyżką wiertniczą i opróbowania próbnikiem złoża [37,39]. Autor artykułu jest świadom niedoskonałości wyników tych badań. Są one generalnie zaniżone ze względu na technologię wierceń i często na niedoskonałość wykonanych badań. Charakteryzują jednakże rząd wielkości dopływów wód do otworów badawczych na określonych głębokościach.

W dokonanej analizie za miarę wodonośności przyjęto wydatek jednostkowy (q) wyrażony w $m^3/h/1mS$. Zestawienie zmienności wydatków jednostkowych warstw wodonośnych, w dwustumetrowych interwałach głębokości, w profilu utworów karbonu produktywnego, przedstawiono w tabeli 1.

Wyniki próbnych pompowań wykazały, iż w strefie wychodni najbardziej wodonośnej KSP wydajności płytkich studni są rzędu kilkudziesięciu m^3/h , dochodząc

do 99,9 m^3/h przy kilkudziesięciu m depresji. Na głębokości 600 m wydajności otworów dochodziły do 30 m^3/h przy kilkuset m depresji.

Wodonośność studni czerpiących wodę z GSP, SM i SP w rejonach wychodni jest zmienna w granicach 1,8 m^3/h - 42,0 m^3/h przy zmiennych depresjach. Na głębokości poniżej 700 m wydajności otworów mieściły się w przedziale 0,1 do kilku m^3/h przy ponad stumetrowych depresjach.

Na głębokościach rozpoznanego badaniami połowymi występowania wód geotermalnych, w interwale głębokości od 400 (700)m do ok. 2000 m, wydajności uzyskiwane z pojedynczych otworów ujmujących kilka warstw wodonośnych miały wyraźnie z głębokością. Uzyskiwane wydajności kształtowały się w przedziale od ok. 40 m^3/h przy depresjach kilkudziesięciu m (KSP) do na ogół poniżej 1 m^3/h przy kilkusetmetrowych depresjach na dużych głębokościach.

6. DYNAMIKA WÓD PODZIEMNYCH

Zgodnie z kryteriami hydrogeologicznymi E. W. Pinnekera [24] zapadlisko górnośląskie należy zaklasyfikować do starych waryscyjskich basenów artezyjskich. W tego typu basenach dominuje grawitacyjny system krążenia. Wyniki przeprowadzonych badań sugerują, iż w interwale głębokości prowadzonej eksploatacji górniczej złóż węgla, występuje z reguły grawitacyjny system przepływu wód. Ciśnienia wód mają charakter ciśnień hydrostatycznych lub do nich zbliżonych [37,39,48].

W ramach grawitacyjnego systemu przepływu swobodne zwierciadło wód w warstwach wodonośnych karbonu występuje wyłącznie w obszarach ich wychodni. Zasadnicze znaczenie posiadają ciśnienia piezometryczne rosnące z głębokością zalegania warstw wodonośnych. Badania nad kształtowaniem się ciśnień piezometrycznych prowadzone były w interwale głębokości do ok. 2000 m [39, 45, 47, 48]. Wartości ciśnień kształtowały się w granicach od 0,19 do 18,34 MPa. Zależność wartości ciśnienia piezometrycznego

Tabela 1. Zmienność wodonośności z głębokością q ($m^3/h/1mS$)
(wg A. Rózkowski, A. Chmura, B. Gajowiec, J. Wagner, 1990 [39])
Table 1. Variability of water-bearing capacity with depth q ($m^3/h/1mS$)
(according to A. Rózkowski, A. Chmura, B. Gajowiec, J. Wagner, 1990 [39])

Głębokość m	Populacja	Wartość minimalna	Wartość maksymalna	Średnia arytmetyczna
0-200	77	0,0004	10,26	1,57848
200-400	88	0,000098	2,084	0,129014
400-600	44	0,001	3,06	0,249311
600-800	27	0,0017	0,45	0,0858344
800-1000	15	0,000025	0,468	0,0352245
1000-1200	8	0,0006	0,0078	0,00279
1200-1400	8	0,000059	0,027	0,00384488
1400-1600	9	0,0001	0,003875	0,00105944
1600-1800	2	0,0002	0,00445	0,002329
1800-2000	1	0,000458	0,000458	0,000458
>2000	1	0,0016	0,0016	0,0016

(p) od głębokości (H) aproksymuje krzywa regresji postaci liniowej wyrażona wzorem $p = 0,0101966 \cdot H - 1,47299$, przy wysokim współczynniku korelacji $R = 0,888$.

Pole hydrodynamiczne w kompleksach wodonośnych karbonu produktywnego kształtuje zróżnicowanie ciśnień wód między obszarami zasilania i drenażu. Przepływ wód w piaskowcach i żwirowcach karbońskich następuje w porowo-szczelinowym ośrodku hydrogeologicznym. Ośrodek ten jest niejednorodny, nieciągły i anizotropowy. Charakteryzuje się złożoną przestrzenią hydrogeologiczną. Miara zróżnicowania przepuszczalności piaskowców w ośrodku hydrogeologicznym są zmienne wartości współczynników filtracji w przedziale wartości $10^{-10} - 10^{-4}$ m/s. Zróżnicowanie przepuszczalności jest efektem zarówno wykształcenia petrograficznego piaskowców i stopnia ich diagenetyzacji jak i udrożnienia tych skał na skutek eksploatacji górniczej. Piaskowce i żwirowce tworzące warstwy wodonośne są wzajemnie izolowane przez skały ilaste. W skali regionalnej obserwuje się jednak występowanie łączności hydraulicznej między wodami poszczególnych warstw wodonośnych. Naturalna więź hydrauliczna może być typu tektonicznego (uskoki), sedymentacyjnego, lub erozyjnego. W zasięgu obszarów górniczych obserwuje się występowanie więzi hydraulicznej wód na skutek spękania i zeszczelinowania górotworu robotami górniczymi.

Szczególnie istotną rolę w przepływie wód podziemnych w górotworze karbońskim odgrywają strefy uskokowe. Obserwacje prowadzone w wyrobiskach górniczych wykazują, iż uskoki szczelne posiadają własności ekranów hydrodynamicznych, utrudniających przepływ wód. Uskoki o szczelinach otwartych są drożne i mogą stanowić główne drogi przepływu wód. Poczynione obserwacje wskazują, iż dominują szczelne strefy dyslokacji.

W skali regionalnej przepływ wód w utworach karbonu produktywnego przebiega od obszarów zasilania w rejonie kulminacji Wyżyny Śląskiej (subregion I) w kierunku ku centrum niecki głównej. W obszarach eksploatacji górniczej kierunki przepływu wód określają wartości gradientów hydraulicznych wymuszonych przez drenaż górniczy.

Strefy zasilania karbońskich kompleksów wodonośnych położone są w zasięgu pierwszego subregionu hydrogeologicznego oraz - lokalnie - drugiego subregionu, w ramach okien hydrogeologicznych oraz na obszarach zredukowanej miąższości utworów trzeciorzędu. Intensywność zasilania jest uzależniona od warunków przykrycia i przepuszczalności karbońskich warstw wodonośnych. Maksymalne zasilanie ma miejsce poprzez silnie wodonośne utwory czwartorzędowe występujące w dolinach współczesnych i kopalnych rzek, w obszarach drenażu górniczego. Zasilanie poprzez wodonośne utwory triasu jest utrudnione.

Podstawę drenażu karbońskich systemów wodonośnych stanowią głównie wyrobiska górnicze oraz w mniejszym stopniu strefy regionalnych dyslokacji, lokalnie doliny rzeczne. Intensywny drenaż wód poprzez

kopalnie węgla spowodował utworzenie się olbrzymich obszarów obniżonych ciśnień piezometrycznych w utworach karbonu. Utworzone leje depresji o powierzchni ok. 1700 km², obejmują swym zasięgiem znaczną część Zagłębia. Ocenia się, iż objętość zdrenowanego górotworu karbońskiego wynosi ok. 100 km³ [49].

Badania Z. Wilka i innych [49] wykazały, iż w obszarach intensywnej eksploatacji i aktywnego drenażu górniczego wartości ciśnień piezometrycznych warstw wodonośnych mogą ulec obniżeniu o kilka MPa. Obserwuje się postępujące osuszanie górotworu.

7. CHEMIZM WÓD PODZIEMNYCH

Rozpoznanie środowiska hydrochemicznego karbońskiego piętra wodonośnego prowadzone było w oparciu o analizę składu chemicznego i gazowego wód. Wyniki badań interpretowano w aspekcie określenia podstawowych cech środowiska hydrochemicznego oraz pochodzenia wód i ich położenia w systemach przepływu. Interpretacja danych była prowadzona w ścisłym powiązaniu z budową geologiczno-strukturalną, przy uwzględnieniu wpływu oddziaływania górnictwa [34, 37, 39, 48].

Przeprowadzone badania wykazały, iż w profilu karbonu produktywnego obserwuje się zróżnicowanie składu chemicznego wód w zależności od ich ogólnej mineralizacji. Wody zwykłe, o mineralizacji poniżej 1g/dm³, należą głównie do typów hydrochemicznych: HCO₃ – Ca; HCO₃-SO₄ –Ca; SO₄-HCO₃-Ca-Mg. Wody słabo zmineralizowane (1,0-3,0 g/dm³) należą do wód wielojonowych, zaś średnio zmineralizowane (3,0-10,0 g/dm³) do wielojonowych, przechodzących w miarę wzrostu mineralizacji do wód typu Cl-Na. W składzie gazowym tych wód dominuje tlen i azot. Wody te występują w strefie utlenienia. Wody silnie zmineralizowane (10,0-35,0 g/dm³) są wyłącznie typu Cl-Na. Azot dominuje w składzie gazowym tych wód w górnej strefie ich występowania a metan - w dolnej. Świadczy to o tym, iż wody tego typu mogą występować zarówno w strefie utlenienia jak i redukcji. Solanki, o wartości suchej pozostałości powyżej 35 g/dm³, należą do typów hydrochemicznych Cl-Na i Cl-Na-Ca. Występują one wyłącznie w strefie redukcji. Wysoko zmineralizowane solanki występujące w izolowanych strukturach są wodami pogrzebanymi (reliktowymi) typu Cl-Na-Ca. Metan z degazacji pokładów węgla dominuje w gazowym składzie tych solanek.

Najpłytsze występowanie stropu solanek w utworach karbonu produktywnego obserwuje się w sąsiedztwie trzeciorzędowego złoża soli w rowie Zawady, zaś najgłębsze w strefie wychodni karbonu (I subregion), w obszarze głębokiej ponad stuletniej eksploatacji górniczej. Oddziaływanie górnictwa zaznacza się wysładzaniem wód podziemnych i obniżaniem się głębokości występowania stropu solanek (Ryc. 2).

W profilu hydrogeologicznym piętra wodonośnego karbonu produktywnego obserwuje się występowanie wyraźnej strefowości hydrochemicznej [34, 41, 48]. Charakteryzuje się ona wzrostem mineralizacji wód

(tabela 2) i zmianami składu chemicznego wód z głębokością. Zmiany składu chemicznego wód przebiegają zgodnie z sekwencją: $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4 - \text{Cl}$.

Zasadą podziału na strefy hydrochemiczne jest występowanie w profilu utworów karbonu dwóch genetycznie różnych typów wód. Obok współczesnych wód infiltracyjnych występują wody paleoinfiltracyjne różnych cykli hydrogeologicznych. Strefę przejściową między tymi genetycznie różnymi wodami tworzy strefa wód mieszanych, powstała na skutek mieszania się wód wspomnianych dwóch typów. Pionowa strefowość hydrochemiczna kształtuje się odmiennie w pierwszym i drugim subregionie hydrogeologicznym, co ma związek przede wszystkim z odmiennymi warunkami zasilania karbońskich poziomów wodonośnych. Istotny wpływ na chemizm i jakość wód podziemnych oraz na kształtowanie się współczesnej obszarowej strefowości hydrochemicznej posiada szeroko pojęta działalność górnicza.

Ogólny trend wzrostu mineralizacji wód z głębokością, charakterystyczny dla pionowej strefowości hydrochemicznej, jest zaburzony przez geogeniczne i antropogeniczne anomalie a nawet inwersje hydrochemiczne. Anomalne obniżenie mineralizacji wód w stropowych ogniwach karbonu zaobserwowano m.in. w południowej części zapadliska przedkarpackiego, zaś anomalne podwyższenie mineralizacji wód – wzdłuż regionalnych stref uskoku: kłodnickiego, rowu Zawady, jawiszowickiego, Bzie Dębina, nasunięcia michałkowickiego [8, 23, 34, 37, 40]. Najwyższą dodatnią anomalię hydrochemiczną, zaznaczającą się nagłym wzrostem mineralizacji wód i odmiennymi wartościami wskaźników hydrochemicznych, stwierdzono w sąsiedztwie trzeciorzędowego złoża soli w rejonie rowu Zawady.

Anomalie antropogeniczne są spowodowane przez działalność górnictwa, co przedstawiono w pracach A. Rózkowskiego [30, 34, 37], A. Rózkowskiego

Tabela 2. Zmiany mineralizacji wód podziemnych w profilu hydrogeologicznym karbonu produktywnego w 200 m interwałach (mg/dm^3) (wg A. Rózkowski, A. Chmura, B. Gajowiec, J. Wagner [38])

Table 2. Content of dissolved solids changes in underground water in hydrogeological profile of Productive Carboniferous in 200 m. intervals (mg/dm^3) (according to A. Rózkowski, A. Chmura, B. Gajowiec, J. Wagner [38]).

Odcinek głęb. od - do	Liczeb- ność	Wartość średnia	Wartość modalna	Odchylenie standardowe	Wartość minimalna	Wartość maksymalna
0-200	134	3349,45	2075,54	6052,64	214,00	35324,00
200-400	335	13941,45	5826,16	18015,91	238,00	102988,00
400-600	347	51836,07	22691,82	50363,60	214,00	351430,00
600-800	218	76887,38	22672,55	61349,89	950,00	32000,00
800-1000	40	117377,12	72447,80	78204,85	9496,00	324255,00
1000-1200	2	110722,50	-	97266,07	41945,00	179500,00
1200-1400	4	207036,25	142910,56	111076,34	84765,00	346420,00
1400-1600	4	190165,50	161289,67	45643,58	147124,00	232118,00
1600-1800	0	-	-	-	-	-
1800-2000	1	134120,00	-	-	134120,00	134120,00

Analizując skład chemiczny i izotopowy wód kopalnianych występujących na różnych głębokościach profilu hydrogeologicznego karbonu produktywnego wydzielić można trzy charakterystyczne strefy hydrochemiczne, korelujące się ze strefami hydrodynamicznymi [34,37]. Strefie aktywnej wymiany wód odpowiada strefa hydrochemiczna wód infiltracyjnych, strefie utrudnionej wymiany - strefa hydrochemiczna wód mieszanych, zaś najniższej strefie stagnacji hydrodynamicznej odpowiada strefa reliktowych solanek. W zależności od budowy geologicznej, rozwoju paleohydrogeologicznego Zagłębia, warunków hydrodynamicznych kształtowanych obecnie pod wpływem działalności górniczej, miąższości wydzielonych stref hydrochemicznych są w poszczególnych strukturach różne i zmienne w czasie.

Orientacyjna głębokość występowania wód infiltracyjnych w subregionie I dochodzi do 300 – 400 m, lokalnie głębiej. W subregionie II wody te w utworach karbonu obserwuje się wyłącznie w zasięgu okien hydrogeologicznych. Dolna granica wód strefy mieszania w subregionie I występuje na ogół na głębokości ok. 450-750 m, zaś w drugim regionie na ok. 240 m, lokalnie głębiej. Strefa wód pogrzebanych podściela strefę hydrochemiczną wód mieszanych.

i J. Kempy [42], A. Rózkowskiego i innych [38, 40], J. Wagner [48]. Przeprowadzone badania wykazały jednoznacznie, iż obszarowa strefowość hydrochemiczna kształtuje się odmiennie w poszczególnych strukturach geologicznych zapadliska górnośląskiego i ma na nią wpływ budowa geologiczna i długotrwała eksploatacja górnicza kopalń węgla kamiennego.

W oparciu o zamieszczone powyżej dane można wnioskować, iż wody geotermalne w utworach karbonu górnego występujące w hydrochemicznej strefie mieszania się wód infiltracyjnych z wodami pogrzebanymi oraz w strefie pogrzebanych solanek, w warunkach nie zaburzonego eksploatacją górnictwem wód podziemnych. Są to z reguły wysoko zmineralizowane solanki.

8. CZAS PRZEBYWANIA WÓD W UTWORACH KARBONU PRODUKTYWNEGO W ŚWIETLE BADAŃ IZOTOPOWYCH

Badania składu izotopowego wód podziemnych występujących w utworach karbonu produktywnego w aspekcie oceny czasu ich przebywania w górotworze prowadzone były w interwale głębokości do 1200 m.

Wyniki badań przedstawione zostały w pracach A. Rózkowskiego i K. Przewłockiego [43, 44], A. Rózkowskiego [29, 33, 34], A. Zuber i J. Grabczaka [51], I. Pluty [26], I. Pluty i A. Zuber [27] oraz A. Zuber i I. Pluty [52]. Umożliwiły one określenie czasu przebywania wód podziemnych w utworach karbonu. Wydzielone zostały cztery główne typy wód: 1) wody meteoryczne ostatniego okresu infiltracyjnego, 2) wody mieszane infiltracyjne i paleoinfiltracyjne, 3) wody paleoinfiltracyjne różnego wieku, 4) trzeciorzędowe wody syngedymantacyjne.

Wody podziemne ostatniego okresu infiltracyjnego to wody wieku holoceniowego, plejstoceniowego i przed-plejstoceniowego - późno trzeciorzędowe. Wody meteoryczne ostatniego okresu infiltracyjnego wycisnęły wody reliktowe lub zmieszały się z nimi. Zostały one stwierdzone w stropie utworów karbonu produktywnego.

Paleoinfiltracyjne wody podziemne występujące w głębszych partiach utworów karbońskich są wg. obecnych poglądów głównie paleoinfiltracyjnymi wodami wieku permskiego, podrzędnie trzeciorzędowe.

Analiza wyników składu izotopowego i chemicznego wód pozwoliła I. Plucie i A. Zuberowi [27] zaprezentować nową identyfikację typów wód podziemnych. Biorąc pod uwagę wyniki ich badań, współczesne wody infiltracyjne wieku holoceniowego i plejstoceniowego posiadają wartości $d^{18}O$ wahające się od -12,1 do -9,0 promili a dD od -78,0 do -67,9 promili. Ogólnie należą one do wielojonowych typów wód podziemnych, a ich sucha pozostałość wynosi od 0,2 do kilku g/dm^3 . Wody te występują w stropowych ogniwach karbonu w I regionie hydrogeologicznym oraz w zasięgu okien hydrogeologicznych w II regionie hydrogeologicznym.

Bardziej szczegółowego podziału współczesnych infiltracyjnych wód podziemnych dokonano dla kilku obszarów górniczych przy uwzględnieniu zawartości trytu i radiowęglu [31]. Zawartość trytu była oznaczona w ponad 200 próbkach wody kopalnianej pobranych z obszaru wychodni karbonu w pierwszym rejonie hydrogeologicznym. Zawartości trytu przekraczające granicę wykrywalności były stwierdzone w przedziale głębokości od 150 do 250 m, lokalnie nawet głębiej.

Trzeciorzędowymi wodami infiltracyjnymi, według A. Zuber i I. Pluty [52], są wody, w których wartość $d^{18}O$ waha się od -6,2 do -8,1 promili a dD od -45,0 do -54,0 promili. Wartości suchej pozostałości w tych wodach dochodzą do 100 g/dm^3 . Wskaźniki hydrochemiczne mają wartości: $r(Na/Cl) > 0,83$ a $r(100 \times SO_4/Cl) > 1$. Głębokość występowania tych wód, w oparciu o charakterystykę izotopową, sięga do 480-500 m.

I. Pluta i A. Zuber [27] oraz A. Zuber i I. Pluta [52] zaliczają do typu mieszanego te wody, które są: 1) mieszaniną wód trzeciorzędowych ostatniego okresu infiltracyjnego z wodami czwartorzędowymi, 2) wody trzeciorzędowe zmieszane z pogrzebanymi solankami permskimi. Według nich wartości $d^{18}O$ wynoszą od -3,7 do -5,2 promili a dD od -27,0 do -36,0 promili. Są to głównie solanki o wartości suchej pozostałości

dochodzącej do 160 g/dm^3 . Rozpoznana głębokość występowania omawianych wód sięga do 500-600 m.

Pogrzebane paleoinfiltracyjne solanki permskiego etapu infiltracyjnego według A. Zuber i I. Pluty [52] oraz I. Pluty i A. Zuber [27] mają wartości $d^{18}O$ od -1,4 do -3,8 promili i dD od -16,9 do -26,0 promili. Wskaźnik $r(Na/Cl)$ ma wartość $< 0,75$ a $r(100 \times SO_4/Cl) < 1$. Solanki są wysoko zmineralizowane. Stwierdzono ich obecność już na głębokości 480 m ppt. w drugim regionie hydrogeologicznym i na głębokości 600-750 m p.p.t. w pierwszym regionie hydrogeologicznym [34].

Działalność górnictwa jest podstawowym czynnikiem modyfikującym naturalny chemiczny i izotopowy skład wód podziemnych w zapadlisku górnośląskim. Głęboka penetracja nisko zmineralizowanych wód z nadległych poziomów wodonośnych i technologiczne wody kopalniane stopniowo wysładzają solanki paleoinfiltracyjne i zmieniają ich skład izotopowy [33]. Zachodzące zjawiska są intensyfikowane dzięki znaczącemu zasilaniu poziomów karbońskich przez wody atmosferyczne w pierwszym regionie hydrogeologicznym.

Istnieje ścisła zależność pomiędzy izotopowym składem wód podziemnych, mineralizacją wód podziemnych w utworach karbonu, przepuszczalnością nadkładu oraz działalnością górnictwem [32, 34].

Chemiczny i izotopowy skład wód podziemnych ulega stałym zmianom podczas eksploatacji górniczej [33, 34]. Przykładowo próbki solanek pobrane z kopalń Jankowice i Marcel w tym samym okresie czasu z poziomów eksploatacyjnych położonych na głębokości 400 i 600 m, mają jednak różny skład izotopowy. I tak np. solanka z poziomu wydobywczego kopalni Jankowice -400 m ma skład izotopowy od $d^{18}O$ -2,0 do -8,3 promili i dD od -18,0 do -62,0 promili. To oznacza, że mieszane i paleoinfiltracyjne wody występują na tej samej głębokości. Jest to związane ze zróżnicowanym czasem eksploatacji i drenażu w oddzielnych polach na tym samym poziomie eksploatacyjnym.

Analizy trytowe w pierwszym regionie hydrogeologicznym pozwalają rozpatrzeć proces postępującej wymiany wód bardziej szczegółowo [31, 34]. Zawartość trytu około 5 ± 2 TU była charakterystyczna dla głębokości ok. 150 m dla naturalnych warunków hydrogeologicznych w północno-wschodniej części GZW, poza terenami górniczymi (I region hydrogeologiczny). Wody kopalniane z tego obszaru z taką zawartością trytu zostały stwierdzone na głębokości około 300 m. Wskazuje to, iż strefa wysłodzenia współczesnymi wodami infiltracyjnymi jest około 100-150 m głębsza, na skutek działalności górniczej. W obrębie kilku rozpoznawanych obszarów górniczych mineralizacja wód kopalnianych na głębokości 300 m spadła z 11,0 g/dm^3 (1961 r.) do 1,9 g/dm^3 (1988 r.), potwierdzając aktywny proces infiltracji wód atmosferycznych do wyrobisk kopalnianych [34].

Badania składu izotopów trwałych w wodach kopalnianych pozwalają przyjąć, iż w pierwszej strefie hydrochemicznej występują współczesne wody

infiltracyjne, zaś w drugiej strefie - wody ostatniego etapu infiltracyjnego zmieszane z wodami paleoinfiltracyjnymi wieku permского [33]. Wody strefy reliktowych solanek są przeobrażonymi wodami paleoinfiltracyjnymi, głównie wieku permского [27].

WNIOSKI

Środowisko hydrogeologiczne karbonu produktywnego w GZW kształtują czynniki geogeniczne i eksploatacja górnictwa złóż węgla kamiennych. W zapadlisku górnośląskim strop występowania wód geotermalnych w utworach karbonu produktywnego notuje się na głębokościach zmiennych od ok. 400 m ppt. do ok. 700 m ppt. Głębokości występowania wód oszacowano w oparciu o wykonane mapy temperatur górotworu oraz nieliczne punkty bezpośrednich pomiarów temperatur wód w głębokich otworach badawczych.

Wody geotermalne w utworach karbonu produktywnego w warunkach naturalnych występują z reguły w strefie stagnacji hydrodynamicznej. W obszarach górniczo zagospodarowanych obecność tych wód notuje się zarówno w strefie utrudnionej wymiany jak i w strefie stagnacji. Uwzględniając naturalną strefowość hydrodynamiczną zapadliska górnośląskiego jak i wyniki badań izotopowych wody geotermalne charakteryzują się zasobami nieodnawialnymi.

Potencjalna wydajność studni ujmującej wody geotermalne mieści się w przedziale od ok. 40 m³/h, przy kilkudziesięciometrowej depresji, do poniżej 1 m³/h przy kilkusetmetrowej depresji. Wydajności studni, maksymalne w przypadku ujmowania warstw wodnych KSP, maleją radykalnie z głębokością.

Wyniki badań składu chemicznego i izotopowego wód geotermalnych pozwalają wnioskować, iż są to wody pochodzące zarówno ze strefy mieszania się wód infiltracyjnych z pogrzebanymi wodami paleoinfiltracyjnymi jak i wody pogrzebane wieku permского, podrzędnie trzeciorzędowego. Wody ze strefy mieszania się wód charakteryzują się mineralizacją średnią oraz wysoką przekraczającą nawet 100 g/dm³. Wody pogrzebane są solankami, których mineralizacja dochodzi maksymalnie do 372 g/dm³.

LITERATURA

1. BUKOWSKI P., 1999 – Chłonność wodna górotworu karbońskiego i jej wpływ na przebieg zatapiania likwidowanych kopalń. Praca doktorska. Archiwum GIG, Katowice, 148 s.
2. CHMURA K., 1970 – Własności fizyko-termiczne skał niektórych zagłębi górniczych. Wyd. Śląsk, Katowice, s. 228.
3. CHMURA K., 1977 – Możliwości bilansowania energii ziemskiego strumienia ciepłego w Rybnickim Okręgu Węglowym. Prz. Gór. nr 3.
4. GÓRECKI W. (red.), 1995 – Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Kraków.
5. KARWASIECKA M., 1980 – Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Część I – Mapy geotermiczne. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
6. KARWASIECKA M., 1996 – Atlas geotermiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
7. KLECZKOWSKI A. S., MOTYKA, J., WILK, Z., WITCZAK, S., 1976. Zmiany niektórych ocen hydrogeologicznych skał związanych z głębokością. Prz. Geol., R. 24, nr 5, s. 263-268.
8. KLECZKOWSKI A. S., WITCZAK S., 1967 - Permeability and porosity of Carboniferous sandstones as related to depth (east Upper Silesia). Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. vol. 15 nr 1: 23-31.
9. KOTAS A., 1985 – Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Mat. Konf. nt.: Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, Sosnowiec, s. 17-46.
10. KOTYRBA A., MICHALAK J., 1987 – Geotermia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i perspektywy jej wykorzystania. Prace Komisji Naukowych PAN Oddz. w Katowicach, 12, Katowice, s. 193-195.
11. KUBSKI P., 1996 – Analiza możliwości wykorzystania energii wód kopalnianych do celów grzewczych. W: Materiały Polskiej Szkoły Geotermalnej, Kraków, s. 281-286.
12. KUROWSKA E., 1999 – Geological Factors Influencing the Thermal Field Distribution in the NW Part of the Upper Silesian Basin. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia, nr 6, Kraków, s. 3-24.
13. MAŁOLEPSZY Z., 1998 – Modelling of Geothermal Resources within Abandoned Coal Mines, Upper Silesia, Poland. In: UNU Geothermal Training Programme Reports. Reykjavik, s. 217-238.
14. MAŁOLEPSZY Z., 1999 – Energia geotermalna w kopalniach węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia, nr 3, Kraków, s. 57-70.
15. MAŁOLEPSZY Z., 1999 – Geosynoptyczny model pola geotermicznego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Praca doktorska. Archiwum Wydziału Nauk o Ziemi. Uniwersytet Śląski, s. 100.
16. MAŁOLEPSZY Z., 2000 – Geosynoptyczny model pola geotermicznego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia, nr 3, Kraków, s. 3-33.
17. MAŁOLEPSZY Z., 2000 – Propozycje metod pozyskiwania energii geotermalnej ze zlikwidowanych kopalń węgla kamiennego. Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚ nr 8, s. 91-96.
18. MAŁOLEPSZY Z., 2000 – Numeryczne modelowanie zasobów energii geotermalnej. Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚ nr 8, s. 97-105.
19. MAŁOLEPSZY Z., OSTAFICZUK S., 1999 – Geothermal Potential of Upper Silesia Coal Basin. Bulletin d'Hydrogéologie No 17 Editions Peter Lang. Centre d'Hydrogéologie. Université de Neuchâtel.
20. MARCAK H., LEŚNIAK A., 1989 – Interpretacja pola termicznego Górnego Śląska. Technika Poszukiwań Geologicznych, nr 5, Kraków, s. 47-56.
21. OSTAFICZUK S., HELIASZ Z., 2000 – Koncepcja nietypowego wykorzystania walorów zamykanych kopalń. Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚ nr 8, s. 107-117.
22. PACZYŃSKI B., 1980 - Podstawy systematyki regionalnej wód podziemnych w Polsce. Instytut Geologiczny. Pr. Hydrogeologiczne - Seria specjalna. Z. 12. Wyd. Geol. Warszawa
23. PAŁYS J., 1966 - O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku. Roczn. Pol. Tow. Geol. T. 36 z. 2: 121-154.

24. PINNEKER E., W., 1983 – Gidrogeodinamiczeskij režim głębokich gorizontow. Gidrogeodinamika. Nauka. Nowosibirsk.
25. PLEWA M., 1990 - Rozkład pola temperaturowego i cieplnego na obszarze Polski. Atlas wód geo-termalnych Niżu Polskiego. CPBR 5.2. AGH, Kraków, s. 144-153.
26. PLUTA I., 1988 - Promieniotwórczość wód karbonu GZW i ich pochodzenie określone z badań izotopowych i hydrochemicznych. Praca doktorska. AGH. Kraków, 164 s.
27. PLUTA I., ZUBER A., 1995 - Origin of brines in the Upper Silesian Coal Basin (Poland) inferred from stable isotope and chemical data. Applied Geochemistry, Vol. 10. Elsevier Science Ltd:
28. ROGOŹ M., 1974. Pojemność wodna zróbów w kopalniach węgla kamiennego. Prace GIG, Kom. nr 628: 24 s.
29. RÓŹKOWSKI A., 1978 - Perspektywy zastosowania izotopów naturalnych do rozwiązywania problemów hydrogeologii złożowej. Tech. Poszuk. Geol. R. 17 z. 6: 18-22.
30. RÓŹKOWSKI A., 1985 - The influence of mining on the groundwater mineralization in the Upper Silesian Coal Basin. Mine Water. Proceedings of the Second Intern. Mine Water Congress. Granada, Spain, September 1985: 1015-1026.
31. RÓŹKOWSKI A., 1986 - The development of the water exchange zone in the Upper Silesian Coal Basin on the groundwater isotope composition. Freib.Forschungsh.Reihe C. nr 417: 137-142
32. RÓŹKOWSKI A., 1987 - Wpływ górnictwa na środowisko wodne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: Ochrona i zanieczyszczenie wód podziemnych. 4 Polsko-Czechosłowackie Sympozjum. Bierutowice: 327-337. Przeds. Geol. Wrocław, Inst. Geol. Warszawa, Koło SITG przy Przeds. Geol. we Wrocławiu, Zarząd Oddz. SITG, Komisja Ochrony Środ. w Rejonach Górn. Lubin
33. RÓŹKOWSKI A., 1994 - Impact of mining on the isotope composition of groundwaters in the Upper Silesian Coal Basin (USCB). Isotopen kolloquium. TU Bergakademie Freiberg: 223-232
34. RÓŹKOWSKI A., 1995 - Factors controlling the groundwater conditions of the Carboniferous strata in the Upper Silesian Coal Basin, Poland. An.Soc.Geol.Pol., vol. 64: 53-66
35. RÓŹKOWSKI A., 1996 - Warunki występowania wód termalnych w masywie górnośląskim. Techn. Poszuk. Geol., Geosynt. i Geotermia nr 3-4/1996: 9-12
36. RÓŹKOWSKI A., 2000 - Przyrodniczy model hydrogeologiczny piętra wodonośnego karbonu produktywnego w GZW. Prace Naukowe GIG, seria: Konferencje, nr 35, s. 201-214.
37. RÓŹKOWSKI A., 2000 - Hydrogeologia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. [W]: Hydrogeologia polskich złóż kopalin i rejonów górniczych. Red. Z. Wilk. Wyd. AGH, Kraków (w druku)
38. RÓŹKOWSKI A., CHMURA A., GAJOWIEC B., WAGNER J., 1990 - Chemizm wód podziemnych GZW w warunkach eksploatacji górniczej. 3 Konf. Postęp naukowy i techniczny w geologii górniczej węgla kamiennego. Prace GIG, s.d.: 383-395.
39. RÓŹKOWSKI A., CHMURA A., GAJOWIEC B., WAGNER J., 1990 - Określenie warunków hydrogeologicznych głębokich poziomów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. [W]: Opracowanie warunków geologiczno-górnictwowych górotworu karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. CPBR nr 1.8: Budowa geologiczna Polski i poszukiwania złóż surowców mineralnych. Archiwum PIG Oddział Górnośląski, Sosnowiec.
40. RÓŹKOWSKI A., CHMURA A., GAJOWIEC B., WAGNER J., 1991 - Czynniki geologiczne i antropogeniczne formujące chemizm wód w utworach karbonu produktywnego zapadliska górnośląskiego. W: Współczesne problemy hydrogeologii. 5-te Ogólnopolskie Sympozjum. Warszawa-Jachranka 1991. Warszawa: Wyd. SGGW-AR 48: 74-79.
41. RÓŹKOWSKI A., GAJOWIEC B., WAGNER J., 1989 - Strefowość mineralizacji wód w zapadlisku górnośląskim. Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc. nr 58 Konferencje nr 29: 131-137.
42. RÓŹKOWSKI A., KEMPA J., 1993 - Chemizm wód kopalnianych w Niecce Jejkowickiej i Chwałowickiej. W: Współczesne problemy hydrogeologii. T. 6: 225-229. Wrocław.
43. RÓŹKOWSKI A., PRZEWŁOCKI K., 1974 - Application of stable environmental isotopes in mine hydrogeology taking Polish coal basins as an example. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Vol. 1: 481-502. IAEA. Vienna
44. RÓŹKOWSKI A. PRZEWŁOCKI K., 1987 - The origin of groundwaters in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). W: Hydrogeology of Coal Basins. Intern. Symposium. Katowice. Poland 14-18 September 1987: 155-170. Kraków: Wyd. AGH.
45. RÓŹKOWSKI A., WAGNER J., 1988 - Badania hydrogeologiczne głębokich poziomów wodonośnych karbonu GZW. Zesz. Nauk. PŚI. nr 960 Gór. z. 172: 359-370
46. RÓŹKOWSKI A., WITKOWSKI A., CHMURA A., GAJOWIEC B., WAGNER J., ROGOŹ M., 1992 - Charakterystyka hydrogeologiczna poziomów wodonośnych karbonu produktywnego. W: 4 Konf. Postęp naukowy i techniczny w geologii górniczej węgla kamiennego. Szczyrk, 7-10 października 1992 r: 153-161. Katowice
47. WAGNER J., 1996 - Charakterystyka hydrogeologiczna głębokich poziomów karbonu produktywnego niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Rozprawa doktorska. Archiwum Państw. Inst. Geol., Oddz. Górnośląski, Sosnowiec: 85 s.
48. WAGNER J., 1998 – Charakterystyka hydrogeologiczna karbonu produktywnego niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biul. PIG, 383, s. 55-96.
49. WILK Z., ADAMCZYK A. F., NAŁĘCKI T., 1990 - Wpływ działalności górnictwa na środowisko wodne w Polsce. Warszawa: Wyd. SGGW-AR 1990: 220 s. CPBP 04.10.
50. WITKOWSKI, A., 1982 - Zmienność porowatości, odsączalności i przepuszczalności utworów karbonu produktywnego rejonu Pszczyna-Strumień (GZW), w świetle badań laboratoryjnych. Ph.D.Thesis, University of Warsaw, Warszawa: 172 s.
51. ZUBER A., GRABCZAK J., 1985 - Pochodzenie wód mineralnych Polski południowej w świetle dotychczasowych badań izotopowych. Materiały III Ogólnopolskiego Sympozjum: 135-148. Kraków-Karniowice
52. ZUBER A., PLUTA I., 1989 - Wskaźniki izotopowe i chemiczne genezy solanek karbonu GZW. Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc. 1989 nr 58 Konferencje nr 29: 497-504.