

GENEZA I CHEMIZM SKŁADU GAZOWEGO WÓD PODZIEMNYCH W BLOKU GÓRNOŚLĄSKIM

THE ORIGIN AND CHEMISTRY OF GASES DISSOLVED IN GROUNDWATER IN THE UPPER SILESIAN BLOCK

ANDRZEJ RÓŻKOWSKI¹, EWELINA ZAWADZKA¹

Abstrakt. W artykule rozpatrzona została geneza i skład chemiczny gazów rozpuszczonych w wodach podziemnych zapadliska górnośląskiego, położonego w SE części bloku górnośląskiego. W profilu geologicznym zapadliska górnośląskiego stwierdzono kilka poziomów potencjalnego generowania bituminów. Gazy rozpuszczone w wodach powstały w różnych epokach geologicznych, zarówno na skutek termogenicznych procesów uwęglania, jak i na skutek mikrobialnych procesów redukcji dwutlenku węgla. Dla nasycenia wód metanem podstawowe znaczenie miały termogeniczne procesy uwęglania substancji organicznej występującej w utworach karbonu produktywnego. W pracy przyjęto, że nośnikiem gazu są wody podziemne, co nie wyklucza migracji gazu wolnego. Nasycenie wód gazami ma charakter regionalny. Wody podziemne znajdują się w basenie sedymentacyjnym w więzi hydraulicznej, przy czym w układ krążenia włączony jest proces migracji gazu. Śledząc rozwój paleohydrogeologiczny zapadliska górnośląskiego można wnioskować, że działalność orogeniczna i wynikające z niej etapy infiltracyjnego rozwoju basenu doprowadzały nie tylko do wymiany wód, lecz również do zmian ich składu gazowego. W zapadlisku górnośląskim zaznacza się wyraźna strefowość gazowa wód, charakterystyczna dla basenów sedymentacyjnych. Są to strefy: azotowa, azotowo-metanowa, metanowa i metanowo-azotowa. Geneza i skład chemiczny gazów rozpuszczonych w wodach poszczególnych stref są wzajemnie odmienne, w zasięgu określonej strefy bywają zróżnicowane. Autorzy pracy skłonni są wiązać występowanie strefowości gazowej wód ze środowiskiem hydrogeochemicznym basenu sedymentacji oraz z położeniem wód w systemie przepływu.

Słowa kluczowe: strefowość hydrogeochemiczna, skład gazowy wód, migracja gazów, blok górnośląski.

Abstract. The origin and chemistry of gases dissolved in groundwater of a regional flow system in the Upper Silesian Variscan sedimentary basin are investigated in this paper. In the geological profile of the Upper Silesian sedimentary basin, a few potential sources of gas generation occur. Gases were generated in various geological periods as a result of thermogenic coalification as well as microbial reduction of carbon dioxide. Thermogenic processes of coalification of organic matter occurring in the productive Carboniferous deposits were of the prime importance in water saturation with methane. Water saturation with gases is of a regional character. Individual groundwaters in the sedimentary basin have a hydraulic connection. Migration of gases is included in the groundwater flow system. Taking into account the paleohydrogeological development of the Upper Silesian depression, it could be concluded that the infiltrational stages of the basin development resulted not only in waters exchange but also in a change in their gaseous composition. Within the Upper Silesian depression, a distinct gaseous zonation of waters can be observed, characteristic of sedimentary basins. There are the following zones: nitrogen, nitrogen-methane, methane and methane-nitrogen. The origin and chemical composition of gases dissolved in waters of the individual zones are different, but they may also be different within the range of a particular zone. The authors assumed that the gaseous zonation of waters may be related to their location in the groundwater flow system and is correlated with the hydrogeochemical zonation.

Key words: hydrogeochemical zonation, water gas composition, gas migration, Upper Silesian Block.

¹ Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

WSTĘP

Badaniami składu gazowego wód podziemnych i jego genezy objęto obszar basenu sedimentacyjnego waryscyjskiego zapadliska Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) i jego podłoża, położonego w ramach bloku górnośląskiego (fig. 1). Analizując procesy formowania się składu gazowego wód przyjęto, że w układ krążenia wód w basenach sedimentacyjnych jest włączony proces migracji gazów rozpuszczonych w wodach oraz że gaz rozpuszczony w wodzie może w sprzyjających warunkach ulec wydzieleniu w fazę swobodną w pułapkach złożowych.

Skład gazowy wód podziemnych i jego genezę rozpatrzono na tle strefowości hydrodynamicznej i hydrogeochemicznej w zapadlisku górnośląskim. W rozważaniach uwzględniono wpływ działalności górniczej na aktualny skład gazowy wód podziemnych.

Opis środowiska hydrogeologicznego zapadliska górnośląskiego oparto na danych zawartych w bogatej literaturze tematycznej cytowanej w pracy Rózkowskiego (2008b). Szczególną

uwagą poświęcono pracom monograficznym: Pałysa (1966), Rogoża i Posyłek (2000), Labusa (2003), Rózkowskiego (2003; red., 2004) oraz Pluty (2005).

Dane dotyczące gazonośności wód podziemnych uzyskano głównie z wyników badań i opróbowań hydrogeologicznych prowadzonych w otworach geologiczno-strukturalnych i złożowych wykonywanych przez Oddział Górnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu oraz Przedsiębiorstwo Geologiczne w Katowicach. Do określenia genezy gazów i formowania się strefowości gazowej środowiska geologicznego w GZW wykorzystano wyniki wieloletnich badań nad metanonośnością pokładów węgla oraz genezą gazów prowadzonych w Oddziale Górnośląskim Państwowego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu (Kotas red., 1994), Głównym Instytucie Górnictwa w Katowicach (Tarnowski, 1989) oraz Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie (Ney, Kotarba, red., 1995; Kotarba red., 2004).

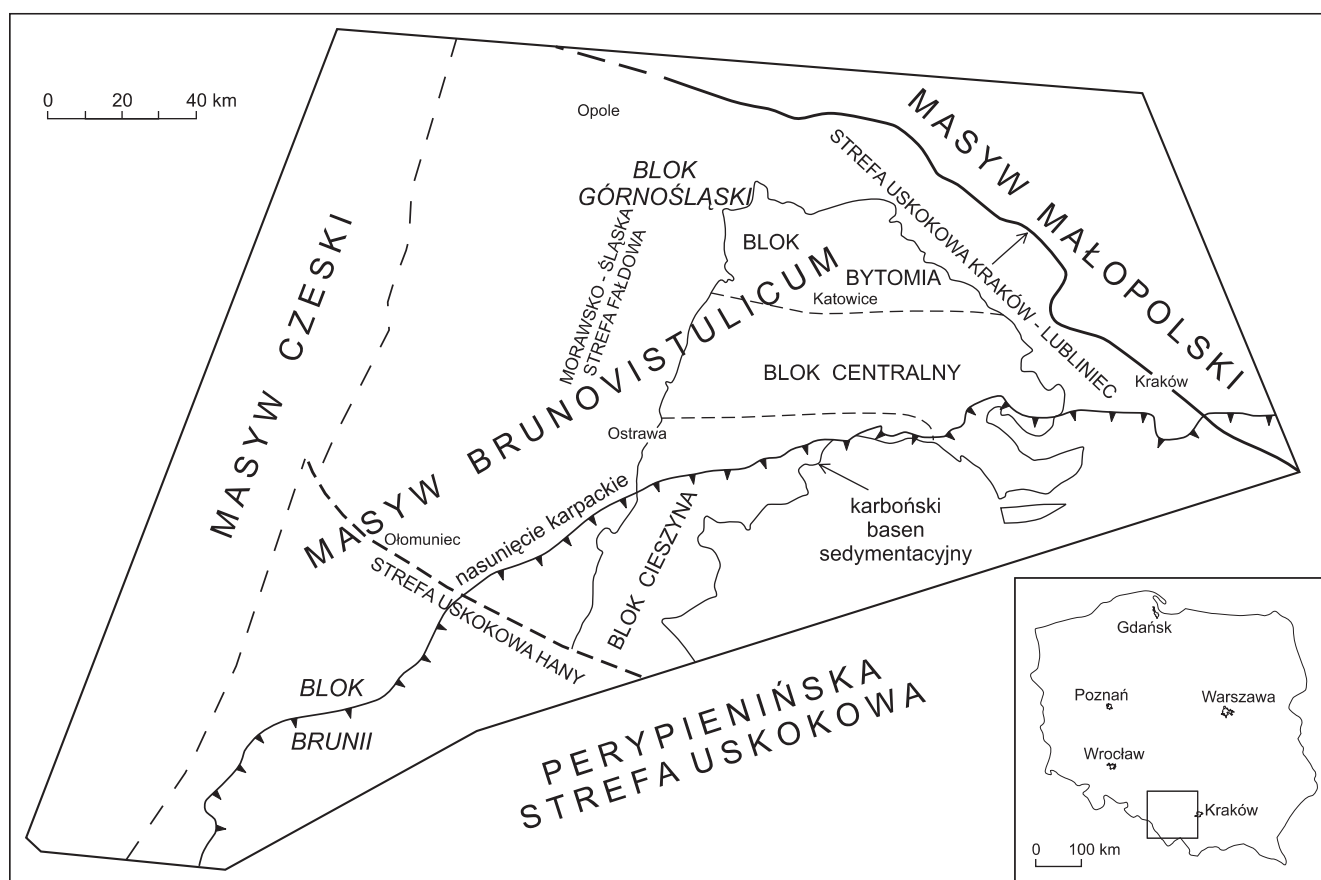


Fig. 1. Pozycja strukturalna bloku górnośląskiego (uproszczona na podstawie prac Kotas, 1982; Buła, 1994 oraz Żaby, 1999)

Structural setting of the Upper Silesian Block
(simplified after Kotas, 1982; Buła, 1994 and Żaba, 1999)

BUDOWA GEOLOGICZNO-STRUKTURALNA

Blok górnośląski mieści się w ramach skonsolidowanego prekambryjskiego podłoża i stanowi północno-wschodnią część masywu Brunovistulicum (Kotas, 1985; Buła, Żaba, 2005). Masyw ten jest oddzielony od masywu małopolskiego strefą uskokuw Kraków–Lubliniec, od WNW masywem czeskim, zaś od południa perypienińską strefą uskokuw (fig. 1). Rozważaniami objęto obszar waryscyjskiego zapadliska Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego podłoża położonego w południowo-wschodniej części bloku górnośląskiego, w granicach państwa.

W profilu geologicznym zapadliska górnośląskiego występują utwory od prekambru do czwartorzędu włącznie, przypuszczalnie z luką stratygraficzną w sylurze. Zróżnicowane litologicznie utwory osiągają miąższość do ok. 8000 m. Zagłębie karbońskie o powierzchni ok. 7500 km², w tym 5500 km² na terenie Polski, uformowało się w czasie orogenezy waryscyjskiej, a zostało przebudowane w czasie orogenezy alpejskiej. Dla budowy strukturalnej zapadliska i warunków sedimentacji osadów decydujące znaczenie mają kształt i nieciągłości podłoża krystalicznego utworów paleo-

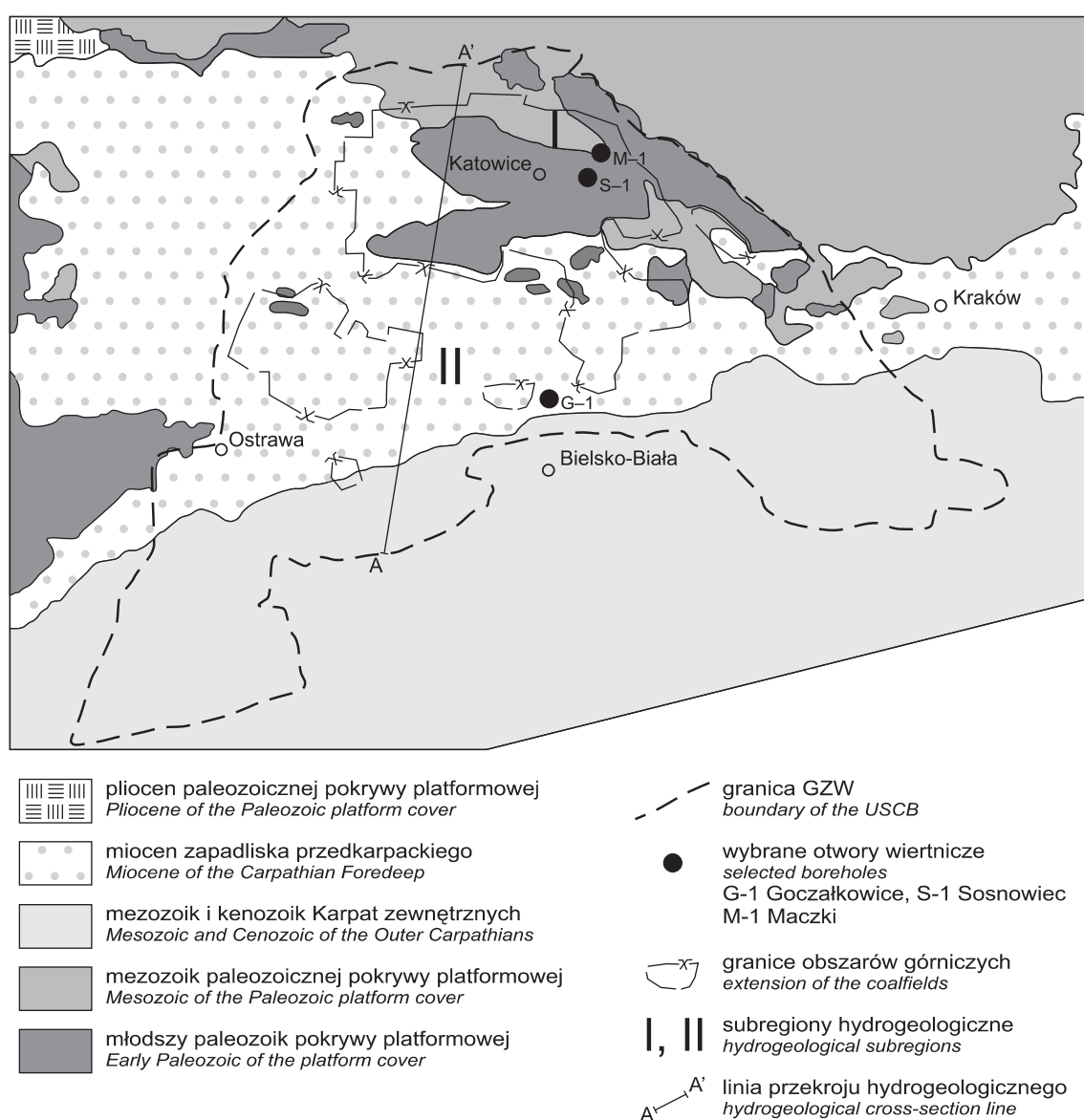


Fig. 2. Pozycja Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) na tle jednostek alpejskiego kompleksu strukturalnego (wg Kotas red., 1994, zmodyfikowano)

Position of the Upper Silesian Coal Basin against the units of the Alpine structural complex (after Kotas ed., 1994, supplemented)

zoicznych oraz położenie w ramach waryscyjskich stref fałdowych śląsko-morawskiej i krakowskiej. Budowa i geneza głównych struktur GZW jest uzależniona od przemieszczeń na nieciągłościach skonsolidowanego podłoża (Kotas, 1972, 1985). Obok waryscyjskich stref granicznych pierwszego rzędu, konturujących masyw górnośląski, istnieją strefy graniczne drugiego rzędu, oddzielające bloki podłoża.

Do podstawowych bloków ograniczonych równoleżnikowymi rozłamami podłoża należą: blok Cieszyna, blok centralny i blok Bytomia (Kotas, 1985; Teper, 2008) (fig. 1). Obszary wspomnianych bloków charakteryzują się odmienną budową geologiczną, historią rozwoju paleohydrogeologicznego oraz warunkami kształtowania się środowiska hydrogeologicznego.

Przeważająca część obszaru zagłębia (w tym obszary bloku Cieszyna i bloku centralnego) znajduje się w zasięgu zapadliska przedkarpackiego (fig. 2). W profilu geologicznym bloku Cieszyna na wyniesionym, płytko położonym

podłożu krystalicznym występują zredukowane utwory starszego i młodszego paleozoiku, przykryte serią ilastych utworów miocenu autochtonicznego i fliszu karpackiego (kreda–paleogen). Maksymalne miąższości osadów paleozoicznych, w warunkach głębokiego ułożenia krystalicznego podłoża, występują w zasięgu bloku centralnego. Utwory paleozoiczne są tu przykryte ilastymi utworami miocenu (baden). Obszar bloku Bytomia położony jest w zasięgu wyniesionego podłoża krystalicznego, z rozwiniętą serią utworów kambru, dewonu i karbonu dolnego oraz nie w pełni wykształconą serią utworów karbonu i lokalnie występującymi utworami permu. Uwzględniając przebieg struktur alpejskich, obszar ten jest usytuowany w zasięgu południowego skrzydła monokliny śląsko-krakowskiej, zbudowanej z węglanowych osadów mezozoicznych, oraz w zasięgu cokołu platformy epiwaryscyjskiej, zbudowanej z utworów karbonu produktywnego przykrytych wyłącznie osadami czwartorzędu.

ŚRODOWISKO HYDROGEOLOGICZNE

Zapadlisko Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego podłoże, zgodnie z hydrogeologicznym ogólnym podziałem regionalnym Polski (Paczyński, 1980), mieści się w zasięgu prowincji platformy środkowoeuropejskiej, w regionie basenu niemiecko-polskiego, w podregionie basenu południowego.

Dla zapadliska górnośląskiego charakterystyczne jest występowanie pięter wodonośnych od czwartorzędu do kambru włącznie, z występującymi w ich profilu kompleksami i poziomami wodonośnymi (tab. 1). Piętra wodonośne są poprzedzielane izolującymi utworami słabo przepuszczalnymi

Tabela 1

Piętrowość wód podziemnych w górnośląskim basenie sedimentacyjnym

Multiaquifer formations in the Upper Silesian sedimentary basin

Piętro lub poziom wodonośny	Kompleks lub poziom izolujący
Piętro czwartorzędowe: piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe oraz współczesnych dolin rzecznych	
	Gliny zwałowe, deluwia, ily zastoiskowe czwartorzędowe
Piętro triasowe: dolomity, wapienie – subregion I (blok Bytomia)	
	Iły dolnego triasu, lokalnie permu – subregion I; ily i iłowce neogenu morskiego (baden) – subregion II (blok centralny i blok Cieszyna)
Piętro neogeńsko-paleogeńsko-kredowe (flisz): spękane piaskowce i mułowce w stropie kompleksu fliszowego; występowanie lokalne w strefie nasunięcia karpackiego – subregion II (blok centralny i blok Cieszyna)	
	Iłowce i mułowce fliszu karpackiego oraz ily neogenu autochtonicznego; występowanie lokalne w strefie nasunięcia karpackiego – subregion II (blok centralny i blok Cieszyna)
Poziom wodonośny karbonu górnego (produktywnego): piaskowce i zlepieńce kompleksów wodonośnych serii litostratygraficznych: KSP, SM, GSP, SP	
	Iłowce i mułowce spągowych ogniw namuru A i wizenu górnego
Wapienie i dolomity serii węglanowej karbonu dolnego (wizenu) oraz dewonu górnego i środkowego	
	Iłowce i mułowce dewonu dolnego
Piaskowce i zlepieńce dewonu dolnego i piaskowce kambru	

lub praktycznie nieprzepuszczalnymi, o randze kompleksów lub poziomów.

W zasięgu zapadliska górnośląskiego, w rozważaniach hydrogeologiczno-górnicych uwzględniając alpejską przebudowę mieszczącego się w nim zagłębia, wydziela się dwa subregiony hydrogeologiczne: I – północno-wschodni (umownie blok Bytomia) i II – południowo-zachodni (blok centralny i blok Cieszyna). Subregiony charakteryzują się odmienną budową geologiczną i różnymi warunkami hydrogeologicznymi (Rózkowski, 2003; Rózkowski red., 2004).

W subregionie I przepuszczalne utwory czwartorzędu i mezozoiku zalegają bezpośrednio na utworach paleozoicznych. Ze względu na elewacyjne położenie subregionu oraz występujące kontakty hydrauliczne między poziomami wodonośnymi paleozoiku i jego nadkładu obszar ten należy uznać za podstawową regionalną strefę zasilania karbońskich i dewońskich poziomów wodonośnych.

W subregionie II w bezpośrednim stropie utworów paleozoicznych zalegają izolujące utwory miocenu, na które w zasięgu bloku Cieszyna nasunięte są paleogeńsko-kredowe osady fliszu karpaccy (fig. 2 i 3). Jest to obszar kształtowania się wysokich ciśnień w paleozoicznych poziomach wodonośnych. Układ pola hydrodynamicznego w rejonie bloku Cieszyna wykazuje wpływ odległego zasilania dewońskich poziomów wodonośnych poprzez przesączanie z utworów nadległych, przebiegające w rejonie masywu czeskiego.

Basen artezyjski zapadliska górnośląskiego jest zapadliskową hydrostrukturą o zróżnicowanej budowie geologiczno-strukturalnej. W strukturze tej skały przewodzące wody podziemne charakteryzują się zróżnicowaną przepuszczalnością, od 10^{-9} do 10^{-4} m/s, malejącą z głębokością. Na skutek procesów lityfikacji ośrodka skalnego prędkości przepływu drastycznie maleją z głębokością.

W zasięgu zapadliska górnośląskiego występują jednostki hydrogeologiczne niższego rzędu o zróżnicowanych układach pola hydrodynamicznego (Rózkowski red., 2004). W artykule rozważaniami w tym zakresie objęto struktury bloku Cieszyna oraz bloku centralnego i bloku Bytomia.

Przyjęto, zgodnie z teorią Totha (1995), że w zapadlisku górnośląskim, podobnie jak to ma miejsce w innych basenach sedimentacyjnych, wody w górotworze znajdują się w więzi hydraulicznej niezależnie od głębokości ich występowania i przepuszczalności ośrodka skalnego (Wilk red., 2003). Konsekwencją tego „przesączania się” wód, przebiegającego w skali całego basenu, jest formowanie się wielkoskalowego – regionalnego systemu przepływu, którego granice są określone wartościami najwyższych i najniższych wysokości hydraulicznych pola filtracji. Drenaż górniczy modyfikuje układ pola hydrodynamicznego.

Ruch wód w rozpoznanej do głębokości ok. 2400 m części zapadliska odbywa się pod wpływem ciśnień hydrostatycznych i przejściowych do geostatycznych (Rózkowski red., 2004). Wartości gradientów ciśnień kształtują się w przedziale od 1,05 MPa/100 m do 1,4 MPa/100 m. Nierozpoznane zostały głębokie systemy przepływu w centralnej części

zapadliska. Ruch wód podziemnych może tu być wywołany ciśnieniami geostatycznymi, procesami konwekcji lub osmozy. W zapadliskach neogeńskich w zasięgu bloku centralnego zaobserwowano i udokumentowano niezależne, izolowane obszary anomalnie wysokich ciśnień wód statycznych, formujących się pod wpływem kompaktacji osadów ilastych (Rózkowski, 1971).

Regionalny system przepływu kontynuuje się od stref zasilania poprzez strefę przepływu do stref drenażu i obejmuje utwory kenozoiczne, mezozoiczne i paleozoiczne. Rozpoznany drenaż regionalnego systemu przepływu obserwuje się wzdłuż stref regionalnych dyslokacji. Podstawę drenażu, do głębokości maksymalnie 1160 m, stanowią wyrobiska górnicze kopalń węgla (fig. 2). Intensywny drenaż górniczy spowodował powstanie obszarów obniżonych ciśnień o powierzchni ok. 1700 km², powodujących zmianę układu pola hydrodynamicznego w utworach karbonu i jego nadkładu (Rózkowski, 2003).

W zapadlisku górnośląskim zaznacza się występowanie wyraźnej strefowości hydrodynamicznej. Warunki zasilania i drenażu oraz prędkości przepływu wód określają zasięg występowania stref hydrodynamicznych: aktywnej i utrudnionej wymiany oraz strefy stagnacji (tab. 2). Wspomniane strefy zostały również potwierdzone wynikami badań hydrochemicznych i izotopowych (Rózkowski red., 2004).

Strefa aktywnej wymiany jest rozwinięta do głębokości ok. 300 m w zasięgu struktury bloku Bytomia i do ok. 80 m (lokalnie do 240 m) w rejonach bloku centralnego i bloku Cieszyna. Pogłębienie tej strefy w rejonie bloku Bytomia i lokalnie bloku centralnego w rejonach okien hydrogeologicznych wiąże się z występowaniem przepuszczalnych utworów nadkładu w stropie utworów paleozoiku. Istotną rolę odgrywa również płytko występujący drenaż górotworu wyrobiskami górnictwa rudnego i węgla kamiennego. Przepływy wód są tu znaczne, a ich prędkość zależy od położenia lokalnych obszarów zasilania i drenażu. Występują tu zwykle wody podziemne.

W zasięgu strefy utrudnionej wymiany wód obserwuje się występowanie intensywnych procesów mieszania się wód infiltracyjnych z wodami pogrzebanymi. Procesy te są uaktywnione w zasięgu obszarów bloków centralnego i Bytomia na skutek prowadzonej tu intensywnej eksploatacji górniczej. Strefa utrudnionej wymiany osiąga głębokość 480–800 m w granicach bloku Bytomia oraz do 450 m w rejonie bloku centralnego. Cechuje się ona mniejszą prędkością przepływu wód i wolniejszą odnawialnością ich zasobów. W strefie tej występują wody o zróżnicowanej mineralizacji, do solanek włącznie. Są to wody wielojonowe oraz – przede wszystkim – chlorkowo-sodowe.

Strefa stagnacji hydrodynamicznej występuje w dolnej części regionalnego systemu przepływu. Jej obecność znotowano również w izolowanych zapadliskowych strukturach neogenu. Strefa stagnacji hydrodynamicznej cechuje się brakiem odnawialności zasobów wodnych i zawiera pogrzebane solanki.

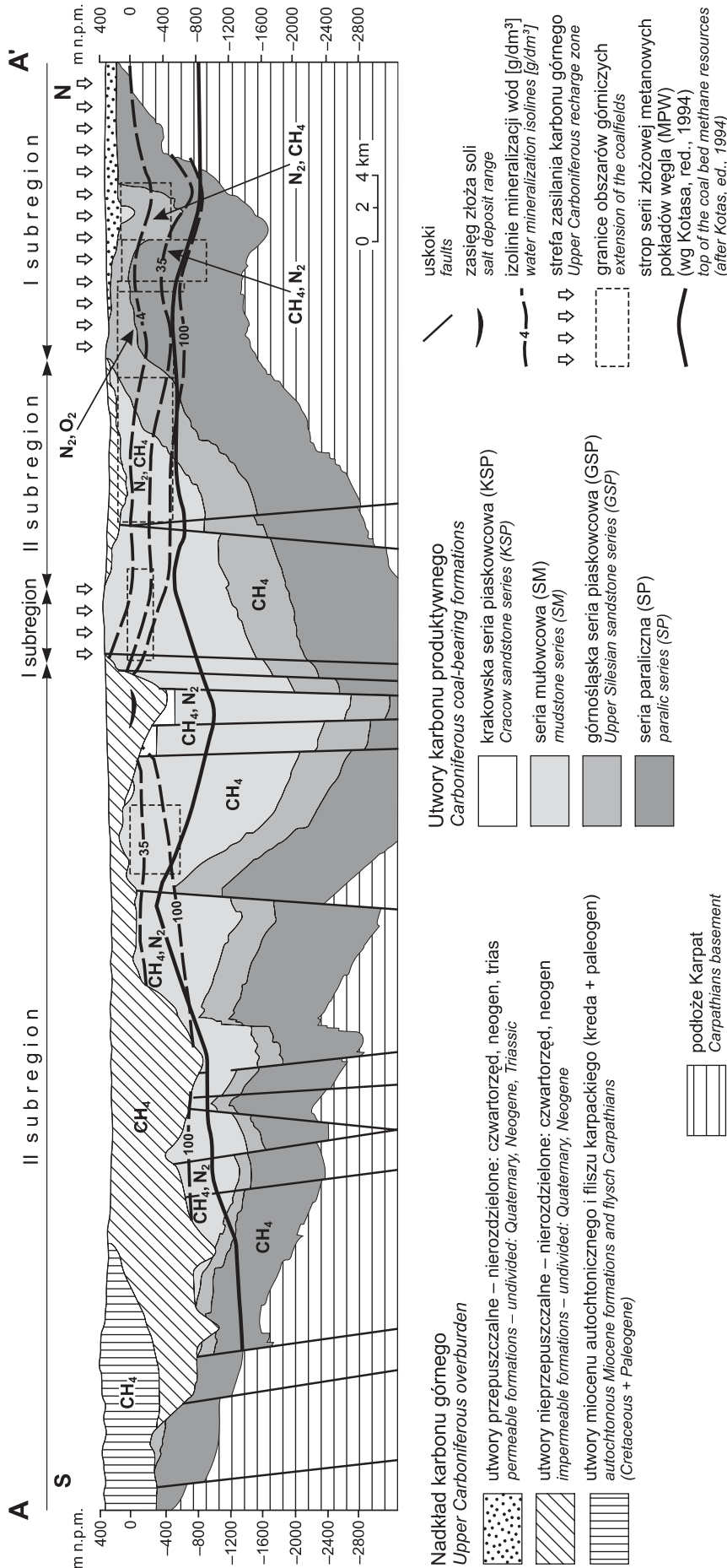


Fig. 3. Przekrój hydrogeologiczny A-A' (sytuacja geologiczna W. Krieger)

Hydrogeological cross-section A-A' (geology after W. Krieger)

Tabela 2

Strefowość hydrogeologiczna i gazowa wód w górnośląskim wartyjskim basenie sedymentacyjnym

Hydrogeological and gaseous zoning of groundwaters in the Upper Silesian Variscan sedimentary basin

	Nazwa strefy hydrodynamicznej	Nazwa strefy hydrogeochemicznej	Głębokość [m]	Stratygrafia	Mineralizacja wód [g/l]	Typy chemiczne wód	Wskaźniki hydrochemiczne		Skład izotopowy wód		Strefy gazowe wód	Geneza gazów
							rNa ⁺ /rCl ⁻	rSO ₄ ²⁻ /rCl ⁻ *100	δ ¹⁸ O [‰]	δD [‰]		
I subregion hydrogeologiczny (blok Bytomia)	strefa aktywnej wymiany	strefa wód infiltracyjnych	ok. 300	Q, M, C (stropowe ogniwia)	< 4,0	HCO ₃ -Ca-Mg HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg SO ₄ -Ca-Mg	>1	>10	-12,1 ± -9,0	-78,0 ± -67,9	O ₂ , N ₂	aut., ga
	strefa utrudnionej wymiany	strefa wód mieszanych	480-800	C	4,0-101,0	SO ₄ -Na SO ₄ -Cl-Na	0,87-0,96	0,07-9,1	-11,7 ± -5,2	-77,0 ± -36,0	N ₂ -CH ₄ CH ₄ -N ₂	aut. i all., ga+tpu
	strefa stagnacji hydrodynamicznej	strefa wód pogrzebanych	<650-800 (strop)	C	do 372	Cl-Na Cl-Na-Ca	0,72-0,87	<1	-4,0 ± -1,0	-36,0 ± -11,0	CH ₄	aut., tpu
			>1600 (strop)	D	116-224	Cl-Na-Ca Cl-Na	0,64-0,80	0,14-1,44	-2,9 ± -0,9	-28,0 ± -12,0	CH ₄ , CO ₂	all.?
II subregion hydrogeologiczny (blok centralny i blok Cieszyń)	strefa aktywnej wymiany	strefa wód infiltracyjnych	80-240 (300)	Q, N	< 4,0	HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg HCO ₃ -Na	>1	>10	-12,1 ± -9,0	-78,0 ± -67,9	O ₂ , N ₂	aut., ga
	strefa utrudnionej wymiany	strefa wód mieszanych	do 240 (450)	N	4,0-93,0	HCO ₃ -Cl-Na Cl-HCO ₃ -Na Cl-Na	0,87-1,0	<1	-8,1 ± -6,2	-54,0 ± -45,0	N ₂ -CH ₄ CH ₄ -N ₂	aut. i all., ga, tpu lub mp
	strefa stagnacji hydrodynamicznej	strefa wód pogrzebanych	od 450 N od 600 (800) C	N, C	24-220	Cl-Na Cl-Na-Ca	<0,87	<1	0,34 ± 0,70 (N) -22,0 ± -2,2 (C)	-3,6 ± -1,2	CH ₄	aut., mp (N) all., aut., tpu (C)
			od 1900	D	116-224	Cl-Na-Ca Cl-Na	0,64-0,80	0,14-1,44	-2,9 ± -0,9	-28,0 ± -12,0	CH ₄ -N ₂ CO ₂	all.?
od 3000	Cm	132-224	Cl-Na-Ca	0,64	0,13	-2,9 ± -0,9	-28,0 ± -12,0	CH ₄ -N ₂ CO ₂	all.?			

Q – czwartorzęd, N – neogen, M – mezozoik, C – karbon, D – dewon, Cm – kambry, aut. – gazy autochtoniczne; all. – gazy allochtoniczne; tpu – termogeniczne procesy uwęglenia; mp – procesy mikrobialne; ga – gazy atmosferyczne

POCHODZENIE WÓD PODZIEMNYCH W ŚWIETLE ANALIZY PALEOHYDROGEOLOGICZNEJ I BADAŃ IZOTOPOWYCH

Budowa geologiczno-strukturalna oraz układ pola hydrodynamicznego, hydrogeochemicznego oraz pola cieplnego w bloku górnośląskim ulegały zmodyfikowaniu i przekształceniu pod wpływem ruchów górotwórczych.

W efekcie ruchów górotwórczych następowała cykliczność procesów geologicznych i związanych z nimi procesów hydrogeologicznych. Etapom sedimentogenezy i hipergenezy w cyklu geologicznym odpowiadały etapy elizyjne i infiltracyjne cykli hydrogeologicznych (Rózkowski, 1965, 2003; Pałys, 1966; Rózkowski i in., 1979; Labus, 2003, Pluta, 2005). W etapach infiltracyjnych rozwijały się grawitacyjne systemy przepływu wód. W zależności od głębokości ich zasięgu mogły być nimi objęte osady powstałe w etapie ostatniej sedimentogenezy, ale też osady starszych cykli geologicznych. Młody magmatyzm powodował przegrzewanie górotworu.

Podczas etapów elizyjnych, w czasie aktywnej sedimentacji osadów i akumulacji ich części organicznych, formowały się wody sedimentacyjne.

Podstawową rolę w formowaniu się przebudowanych systemów przepływu i ich nowych środowisk hydrogeochemicznych w bloku górnośląskim odegrał permo-dolnotriasowy oraz paleogeński etap infiltracyjny, natomiast w południowym, wyniesionym strukturalnie bloku Cieszyna – paleogeński, dolnojurajski i dolnokredowy etap infiltracyjny (Oszczypko, 1981; A. Rózkowski, J. Rózkowski, 2008). Silnie rozwinięta rzeźba terenu, a przede wszystkim duże różnice wysokości między obszarami zasilania i drenażu, będące efektem orogenezy warwycyjskiej i alpejskiej, sprzyjały formowaniu się głębokich systemów przepływu. Współczesny etap infiltracyjny kontynuuje się od schyłku neogenu do holocenu włącznie. Aktualnie w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym grawitacyjne systemy przepływu wód strefy wymiany oraz częściowo strefy stagnacji zostały w dużej mierze przekształcone pod wpływem działalności górnictwa. Wskazuje na to wyraźne zróżnicowanie składu izotopowego wód kopalnianych (Rózkowski, 1999; Labus, 2003; Pluta, 2005).

Wprowadzenie techniki izotopowej i szczegółowych badań hydrogeochemicznych umożliwiło rozwinięcie poglądów opartych uprzednio wyłącznie na analizie paleohydrogeologicznej. Wyniki badań izotopowych i hydrogeochemicznych prowadzonych przez Rózkowskiego i Przewłockiego (1974), Plutę i Zuber (1995), Labusa (2003), Rózkowskiego (red., 2004) oraz Plutę (2005) wykazały występowanie w profilu hydrogeologicznym zapadliska górnośląskiego zróżnicowanego składu izotopowego wód (T, ^{14}C , $\delta^{18}\text{O}$, δD), potwierdzającego wyniki analizy paleohydrogeologicznej.

Interpretacja wyników badań izotopowych wykazała, że w profilu hydrogeologicznym zapadliska występują wody ostatniego etapu infiltracyjnego, wody mieszane współczesne infiltracyjne z paleoinfiltracyjnymi, wody paleoinfiltracyjne różnych etapów infiltracyjnych oraz synsedymen-

cyjne wody neogeńskie. Wody ostatniego etapu infiltracyjnego, występujące w osadach kenozoiku i mezozoiku, są obecne na całym obszarze bloku górnośląskiego, natomiast w utworach paleozoicznych występują niemal wyłącznie w zasięgu bloku Bytomia. Wody mieszane odnotowano w utworach paleozoicznych na całym obszarze badań. W utworach neogenu występują w zasięgu bloku centralnego, natomiast w zasięgu bloku Cieszyna występują w utworach paleogenu i kredy fliszu karpackiego. Wody paleoinfiltracyjne występują w różnowiekowych utworach paleozoicznych na dużych głębokościach w zasięgu całego obszaru, zaś wody synsedymenacyjne – wyłącznie w utworach neogenu w zasięgu obszarów zapadliskowych.

Szczegółowa analiza składu izotopowego i chemicznego solanek wykonana przez Plutę i Zuber (1995) oraz Plutę (2005) umożliwiła zaprezentowanie bardziej szczegółowej identyfikacji typów genetycznych wód (fig. 4). Solanki synsedymenacyjne typu Na-Cl występujące w izolowanych piaszczystych wkładkach mioceńskiego kompleksu ilastego w głębokich rowach tektonicznych na głębokości poniżej 500 m zostały zaliczone do wód synsedymenacyjnych. Solanki te charakteryzują się wartościami $\delta^{18}\text{O}$ w granicach od $-0,4$ do $0,3\text{‰}$ oraz δD od -4 do -1‰ .

Paleoinfiltracyjne neogeńskie solanki ostatniego cyklu hydrogeologicznego, infiltrujące w podłoże przed plejstocенским ochłodzeniem klimatu, są wodami, w których wartość $\delta^{18}\text{O}$ waha się od $-7,6$ do $-6,2\text{‰}$, a δD od $-53,0$ do $-44,0\text{‰}$. Wartości suchej pozostałości solanek dochodzą do ok. 101 g/dm^3 . Wody te występują do głębokości 480–500 m.

Solanki paleoinfiltracyjne etapów infiltracyjnych późniejszych od permskiego, a wcześniejszych od neogeńsko-czwartorzędowego, charakteryzują się wartościami $\delta^{18}\text{O}$ od -4 do $-1,8\text{‰}$ oraz δD od -36 do -19‰ . Wartości suchej pozostałości kształtują się w granicach od 103 do $160,8\text{ g/dm}^3$. Występowanie wspomnianych solanek zarejestrowano w zasięgu bloku Cieszyna w węglanowej serii paleozoicznej powyżej strefy solanek zaliczanych do permskich wód paleoinfiltracyjnych.

Pluta i Zuber (1995) zaliczają do typu mieszanego głównie te wody, które są mieszaniną wód neogeńskich ostatniego etapu infiltracyjnego z wodami czwartorzędowymi, a także paleoinfiltracyjne wody neogeńskie zmieszane z pogrzebanymi paleoinfiltracyjnymi solankami permskimi. W opinii cytowanych autorów wspomniane solanki charakteryzują się wartościami $\delta^{18}\text{O}$ od $-9,4$ do $-5,2\text{‰}$ oraz δD od $-68,0$ do $-27,0\text{‰}$. Są to głównie solanki o wartości suchej pozostałości w granicach od 45,8 do $96,4\text{ g/dm}^3$, lokalnie znacznie wyższej. Głębokość występowania tych wód sięga do ok. 500–600 m.

Najstarsze pogrzebane paleoinfiltracyjne solanki permskiego etapu infiltracyjnego, według Pluty i Zuber (1995), mają wartości $\delta^{18}\text{O}$ od $-2,9$ do $-0,9\text{‰}$ i δD od $-28,0$ do $-12,0\text{‰}$. Wartości suchej pozostałości tych solanek przekra-

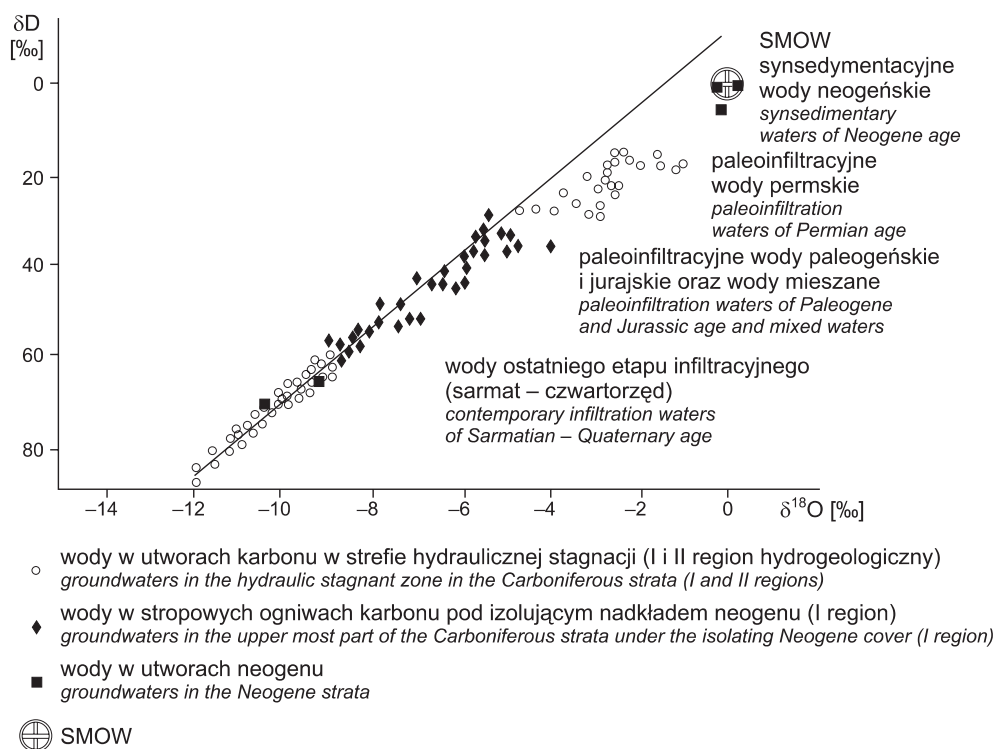


Fig. 4. Pochodzenie wód podziemnych w świetle badań izotopowych (według klasyfikacji Pluta i Zuber, 1995)

Origin of groundwaters according to isotopic investigations (after Pluta and Zuber, 1995 classification)

cząją z reguły 100 g/dm^3 . Występują one również w profilu utworów karbonu, dewonu i kambru.

Działalność górnictwa jest podstawowym czynnikiem modyfikującym naturalny chemiczny, gazowy i izotopowy skład wód podziemnych w zapadlisku górnośląskim do głębokości ok. 1200 m, w zasięgu wpływu oddziaływania eksploatacji górniczej. Głęboka penetracja niskozmineralizowanych wód z nadległych poziomów wodonośnych i wprowadzane do wyrobisk górniczych wody technologiczne stopniowo wysładzają solanki paleoinfiltracyjne i zmieniają ich

skład izotopowy (Rózkowski, 1995, 2003; Labus, 2003, 2007; Pluta, 2005). Powstają wody mieszane, których skład izotopowy zmienia się w czasie. Zachodzące zjawiska są szczególnie intensywne w I subregionie hydrogeologicznym, w zasięgu bloku Bytomia, gdzie ma miejsce aktywne zasilanie karbońskich poziomów wodonośnych wodami atmosferycznymi. Również przeobrażenie składu izotopowego wód w utworach karbonu, na skutek działalności górniczej, notuje się w zasięgu bloku Bytomia oraz bloku centralnego.

GENEROWANIE WĘGLOWODORÓW W ŚRODOWISKU GEOLOGICZNYM BLOKU GÓRNOŚLĄSKIEGO

Baseny syngedymantacyjne z reguły charakteryzują się dużymi miąższościami osadów i zróżnicowanym wykształceniem litologicznym niezmetamorfizowanych skał osadowych, co umożliwia generowanie gazów węglowodorowych. Zgodnie z obecnym stanem rozpoznania, podstawowym źródłem tworzenia się metanu i jego wyższych homologów jest dyspersyjny materiał organiczny występujący w składzie skał osadowych.

W historii rozwoju geologicznego bloku górnośląskiego istniało kilka etapów generowania gazów węglowodorowych w skałach macierzystych. Wyniki badań perspektyw ropo-

i gazonośności podłoża karbonu w zapadlisku górnośląskim prowadzonych przez Oddział Górnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu i przemysł naftowy wskazywały na możliwość generowania gazów węglowodorowych z przeobrażenia substancji organicznej zawartej w kompleksie kambryjsko-dolnokarbońskim, zalegającym poniżej produktywnych osadów karbonu górnego (Dembowski, Rózkowski, 1967; Konior, 1972; Kotas i in., 1973; Rózkowski, 2008b). Potwierdziły to m.in. szczegółowe badania objawów bituminów prowadzone w otworach geologiczno-strukturalnych: Maczki IG 1, Sosnowiec IG 1

oraz Goczałkowice IG 1. Otwory te przewierciły pełny profil skał osadowych bloku górnośląskiego do podłoża krystalicznego.

Najważniejszym nośnikiem skał macierzystych i zbiornikiem gazów węglowodorowych w bloku górnośląskim jest jednak karbońska seria węglonośna o miąższości dochodzącej do 4500 m. Substancja macierzysta, występująca w węglonośnych osadach karbonu produktywnego, zdeponowana jest w formie rozproszonej substancji organicznej w skałach płonnych oraz – przede wszystkim – w pokładach węgla. W czasie trwania etapu waryscyjskiego humusowa materia organiczna pokładów węgla i rozproszona materia organiczna skał iłowcowo-mułowcowych górnego karbonu wytworzyły znaczny potencjał węglowodorowy (Kotas red., 1994; Kotarba red., 2004).

Szczegółowe badania gazowości środowiska geologicznego serii karbonu produktywnego były prowadzone w aspekcie określenia prognoz zagrożeń gazowych kopalń wę-

gla. Wspomniane badania wykazały powstanie gazów na skutek procesu uwęglenia i następnie jego akumulacji głównie w pokładach węgla na skutek procesów sorpcji (Tarnowski, 1971; Kotas red., 1994; Kotarba red., 2004). Badania metamorfizmu węgla w GZW wskazują (Tarnowski, 1983; Kotas red., 1994), że na znacznych obszarach Zagłębia mogło mieć miejsce późniejsze przegrzanie górotworu ciałami magmowymi, prowadzące do zmetamorfizowania substancji organicznej i generowania gazu. W ilastym kompleksie miocenu w zasięgu bloku centralnego i bloku Cieszyna stwierdzono również generowanie gazu w neogeńskich strukturach zapadliskowych (Kotarba red., 2004).

Podwyższona koncentracja wyższych węglowodorów w utworach fliszu karpackiego wskazuje na generowanie w tych utworach gazu pochodzenia bitumicznego. Genezę tę podkreślają liczne objawy ropy naftowej w utworach dolnej kredy (Rosenman, Sosnowski, 1964).

GENEZA I SKŁAD GAZOWY WÓD PODZIEMNYCH STREF HYDROGEOCHEMICZNYCH BLOKU GÓRNOŚLĄSKIEGO

W zapadlisku górnośląskim obserwuje się występowanie normalnej strefowości hydrogeochemicznej, charakterystycznej dla basenów sedymentacyjnych (Rózkowski, 1965; Pałys, 1966; Kleczkowski, Vu Ngoc-Ky, 1969; Rózkowski red., 2004; Pluta, 2005). W ramach tej struktury wraz z głębokością wzrasta stopień mineralizacji wód oraz następują zmiany stosunków ilościowych między poszczególnymi jonami. Formują się strefy hydrogeochemiczne: infiltracyjna, mieszania się wód i strefa wód pogrzebanych. Strefowość hydrogeochemiczna w skali regionalnej koreluje się ze strefowością hydrodynamiczną, co szczególnie wyraźnie zaznacza się w zasięgu obszarów podległych drenażowi górniczemu.

Ogólny trend wzrostu mineralizacji wód z głębokością jest zaburzony w zapadlisku przez anomalie geogeniczne i antropogeniczne, a nawet inwersje hydrochemiczne. Anomalne, wielkopowierzchniowe obniżenie mineralizacji wód w utworach karbonu produktywnego stwierdzono w zasięgu wpływu oddziaływania eksploatacji górniczej oraz, niezależnie, w zasięgu bloku Cieszyna. To ostatnie zjawisko należy wiązać z odmiennym rozwojem paleohydrogeologicznym struktury bloku Cieszyna w stosunku do centralnej i północnej części zapadliska (Rózkowski red., 2004). Anomalne podwyższenie mineralizacji i zmiany składu chemicznego i gazowego wód obserwuje się wzdłuż regionalnych stref drenażu, jakimi są strefy uskoków kłodnickiego, jawiszowickiego, Bzie–Dębina oraz nasunięcie michałkowickie (Pałys, 1966; Kleczkowski, Witczak, 1967; Rózkowski, 1999; Rózkowski red., 2004). Najwyższą dodatnią anomalię hydrochemiczną, zaznaczającą się gwałtownym wzrostem mineralizacji wód i odmiennymi stosunkami ilościowymi jonów, stwierdzono w sąsiedztwie neogeńskiego złoża soli w rowie Zawady.

Zasięg głębokościowy stref hydrogeologicznych z uwzględnieniem ich stratygrafii geologicznej oraz kształtowania się składu izotopowego, chemicznego i gazowego wód przedstawiono w sposób zgeneralizowany dla obszarów rozpatrywanych bloków strukturalnych w tabeli 2. Uwzględniono przy tym również oddziaływanie górnictwa na środowisko hydrogeologiczne.

Strefa wód infiltracyjnych kształtuje się w środowisku utleniającym. Jest szeroko rozwinięta w zasięgu bloku Bytomia, a znacznie zredukowana w ramach bloków centralnego i Cieszyna. Skład chemiczny wód występujących w tej strefie zależy przede wszystkim od procesów ługowania, rozpuszczania oraz dyfuzji części rozpuszczalnych. Są to wody zwykłe, wielojonowe. W składzie gazowym wód dominuje azot i tlen.

Skład chemiczny wód strefy mieszania obejmuje utwory neogenu i paleozoiku, na terenie Karpat fliszowych – również utwory paleogenu i kredy. W strefie tej wody infiltracyjne przenikają na większe głębokości, gdzie mieszają się z wodami reliktowymi. Procesy te spowodowały zmiany środowiska hydrogeochemicznego i termicznego ośrodka skalnego poprzez wymianę lub mieszanie się wód infiltracyjnych z wodami reliktowymi, reakcje fizykochemiczne między skałami a wodami, jak również wyciskanie wód reliktowych w kierunku od obszarów zasilania ku obszarom drenażu. Niszczenie bituminów w tej strefie powodują w tym okresie przede wszystkim procesy chemiczne i biochemiczne przebiegające w środowisku utleniania oraz procesy mechaniczne związane ze wzrostem gradientów hydrodynamicznych.

Procesy mieszania się wód prowadzą do zmian ich składu jonowego. Ponadto, w zależności od składu i objętości mie-

szających się wód podziemnych, ich składu gazowego i temperatury, mogą wystąpić w różnym stopniu nasilenia takie procesy, jak: dyfuzja soli ze skał wodonośnych, strącanie się soli w osadzie oraz procesy rozpuszczania i ługowania skał. Wody opisywanej strefy należą do wód od mineralnych do solanek włącznie. Zmieszane wody reprezentują głównie typy hydrochemiczne Cl–SO₄–Na oraz Cl–Na. Dolna granica wspomnianej strefy występuje do głębokości ok. 650 m w I subregionie oraz do 240 m w II subregionie hydrogeologicznym. Głębokość strefy mieszania wód zwiększa prowadzona eksploatacja podziemna złóż węgla (Labus, 2003; Rózkowski red., 2004; Pluta, 2005).

Wskaźnik hydrochemiczny wód rNa/rCl kształtuje się w granicach od 0,87 do 1,0, wskazując na zwiększającą się z głębokością izolację warstw wodonośnych. Wody tej strefy występują początkowo w strefie utleniającej, następnie redukcyjnej. Z głębokością wzrasta redukcyjność środowiska hydrogeochemicznego. W składzie gazowym wód występują głównie azot i metan. Udział metanu wzrasta wraz z głębokością.

Strefa pogrzebanych solanek występuje w utworach autochtonicznego neogenu na obszarze bloku centralnego i bloku Cieszyna, lokalnie w utworach paleogenu i mezozoiku, w obrębie bloku Cieszyna w utworach fliszu karpackiego, przede wszystkim jednak w utworach paleozoiku na obszarze całego zapadliska. Podściela ona strefę mieszania się wód podziemnych (Rózkowski, 2002). Reliktowe solanki charakteryzują się mineralizacją od kilkudziesięciu do 372 g/dm³. Są to wody typu Cl–Na, przechodzące w wody typu Cl–Na–Ca. Solanki występują w środowisku redukcyjnym. Odczyn wód mieści się w przedziale pH = 5,3–7,2. Kształtowanie się wartości wskaźnika rNa/rCl < 0,87 informuje o izolacji i stagnującym charakterze wód, jak również o daleko posuniętym rozwoju procesów wymiany jonowej między skałami i wodami.

Ważnym składnikiem opisywanej strefowości hydrogeochemicznej jest skład gazowy wód (tab. 2). W profilu geologicznym bloku górnośląskiego gaz występuje w trzech postaciach: wolnej, sorbowanej w pokładach węgla oraz rozpuszczonej w wodach podziemnych. W zależności od warunków geologicznych i termodynamicznych może nastąpić współoddziaływanie różnych form występowania gazu. Nasylenie wód gazami ma charakter regionalny. W przypadku wód metanowych jest uzależnione od intensywności procesów rozpuszczania węglowodorów w wodach, w przypadku gazów mieszanych – od rozwoju procesów generujących ten typ gazów, natomiast w odniesieniu do gazów atmosferycznych – od głębokości strefy aktywnej wymiany wód.

Typy chemiczne gazów rozpuszczonych w wodach w zapadlisku górnośląskim różnicują się ze stratygraficznym wiekiem kompleksów wodonośnych. Zjawisko to, typowe dla basenów sedymentacyjnych, potwierdzają wyniki badań Zorkina (1963) prowadzone na terenie Rosji. Badania wspomnianego autora wykazały, że w młodych, zakrytych hydrogeologicznie basenach sedymentacyjnych występują wysokie zawartości rozpuszczonego w wodach metanu (do ok. 99%) oraz niskie zawartości wyższych węglowodorów (0,01–0,10%) i azotu (2%). Ze wzrostem wieku ośrodka

skalnego zwiększa się zawartość ciężkich węglowodorów i azotu. W wodach podziemnych starych basenów sedymentacyjnych może przeważać rozpuszczony azot.

Zróżnicowanie składu chemicznego rozpuszczonych w wodach gazów, w tym większą zawartość wyższych węglowodorów, należy tłumaczyć procesami wyższego metamorfizmu materiału organicznego w warunkach wzrostu temperatury i ciśnienia na dużych głębokościach basenu sedymentacyjnego. Większą koncentrację azotu wiąże się z procesami utleniania węglowodorów.

Basen sedymentacyjny bloku górnośląskiego ma charakterystyczną dla tego typu struktur budowę geologiczno-strukturalną, zróżnicowane wykształcenie litologiczno-facjalne osadów, typowy rozwój paleohydrogeologiczny. Wody podziemne grawitacyjnego systemu przepływu znajdują się w basenie sedymentacyjnym w więzi hydraulicznej, przy czym w układ krążenia wód włączony jest proces migracji gazów. Śledząc rozwój hydrogeologiczny zapadliska górnośląskiego można wnioskować, że ruchy górotwórcze i związane z nimi etapy infiltracyjne doprowadzały do częściowej wymiany wód oraz zmian ich pierwotnego składu gazowego. Na skład gazowy wód istotny wpływ miał również zmienny w czasie rozwój paleotemperatur. Procesy te prowadziły do zmian składu gazowego wód.

Biorąc pod uwagę skład gazowy wód regionalnego systemu przepływu, w zapadlisku górnośląskim można wyróżnić strefy gazowe wód: azotową, azotowo-metanową, metanową oraz metanowo-azotową (fig. 3, tab. 2). Strefy te można wiązać zarówno z położeniem wód w regionalnym systemie przepływu, jak i ze strefami hydrogeochemicznymi. Strefa azotowa występuje w odkrytej górnej części basenu w zasięgu strefy infiltracyjnej, strefa azotowo-metanowa – w strefie utrudnionej wymiany, gdzie dominują procesy mieszania się wód, zaś strefę metanową i metanowo-azotową wiąże się z wodami strefy wód pogrzebanych w zakrytej hydrodynamicznie głębokiej części basenu. Przeprowadzone badania wykazały zarówno autochtoniczną, jak i allochtoniczną genezę gazów.

W hydrogeochemicznej strefie wód infiltracyjnych występują w wodach gazy atmosferyczne. Skład chemiczny gazu w tych wodach w rejonach eksploatacji górniczej i aktywnego drenażu wód ujęciami studziennymi, szczególnie w warunkach zmniejszonego drenażu i związanego z tym podtapianiem górotworu, ulega zmianom. W wodach może pojawiać się siarkowodor.

Skład gazowy wód hydrogeochemicznej strefy mieszania zmienia się z głębokością w zależności od stosunku mieszania się wód infiltracyjnych z wodami strefy wód pogrzebanych (tab. 2). Wyniki badań hydrogeologicznych prowadzonych w otworach złożowych i geologiczno-strukturalnych wykazały, że są to gazy azotowo-metanowe oraz metanowo-azotowe, przy czym zawartość metanu w składzie gazowym wzrasta z głębokością. Obecność metanu w wodach jest związana z procesem mieszania się wód oraz z migracją genetycznie różnych gazów ze strefy wód pogrzebanych. Stwierdzone stężenia metanu dochodzą do 30,6% (Rózkowski red., 2004).

W strefie wód pogrzebanych w utworach neogenu występują zróżnicowane genetycznie typy gazów (Derdzińska, Rózkowski, 1963, 1968; Kotarba, 1998). Badania Kotarby dotyczyły gazu złoża Dębowiec–Simoradz, występującego w piaszczystych wkładkach ilastych osadów miocenu na znacznych głębokościach w zapadlisku przedkarpackim. Autor ten stwierdził, że gaz tego złoża cechuje się znacznie większą zawartością dwutlenku węgla, azotu, helu i argonu niż gazy karbońskie. Skład izotopów stabilnych węgla i wodoru w metanie wspomnianych gazów jest natomiast identyczny jak w metanie z utworów mioceńskich we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Te fakty, a także kształtowanie się wartości wskaźnika He/Ar w gazach oraz udokumentowane synsedymencyjne pochodzenie wód stosunkami izotopów trwałych tlenu i wodoru wskazują, że gaz badany w utworach mioceńskich jest gazem autochtonicznym (Derdzińska, Rózkowski, 1968; Rózkowski, Przewłocki, 1974). Powstał on na skutek przeobrażenia detrytusu roślinnego znajdującej się w rozpatrywanej formacji. Analiza składu trwałych izotopów węgla w metanie, etanie i dwutlenku węgla w gazie ziemnym sugeruje, że gazy w ilastej serii badenu zostały wytworzone podczas mikrobialnej redukcji dwutlenku węgla (Kotarba, 1998; Pluta, Kotarba, 2007).

Odmienne kształtuje się geneza gazów występujących w wodach najniższych gruboklastycznych ogniów miocenu, w warstwach dębowieckich, zalegających bezpośrednio na utworach karbonu. W utworach tych przyjmuje się allochtoniczne pochodzenie gazu z odgazowania pokładów węgla (Folprecht, Patteisky, 1928; Homola, 1959; Günther, 1963). Taka przesłanka wynikała również z wyników badań zagrożenia dla górnictwa węglowego w Rybnickim Okręgu Węglowym ze strony horyzontów gazowych występujących w miocenie (Derdzińska, Rózkowski 1963, 1968). Uwzględniono przy tym profil geologiczny złoża i jego nadkładu, kształtowanie się pola ciśnień wód podziemnych i wskaźnikowo oznaczony skład gazowy wód. Wyniki badań składu izotopowego wód pobranych z warstw dębowieckich w wyrobiskach kopalni Morcinek wskazują na ich genetycznie mieszany typ (Pluta i in., 1993). Potwierdza to allochtoniczne pochodzenie zawartych w nich gazów.

W składzie chemicznym gazu rozpuszczonego w wodach utworów fliszu dominuje metan (84–89% obj.), 6–8% obj. stanowi etan, zaś 1,5–2,6% obj. – propan. W ilościach poniżej 1% obj. występują butan, pentan i heksan. Azot stanowi 2–7% obj. Występują gazy szlachetne w postaci helu i argonu. Wodór pojawia się w ilości 0,003% obj. Podwyższona koncentracja wyższych węglowodorów sugeruje autochtoniczne, bitumiczne pochodzenie gazu (Rosenman, Sosnowski, 1964). Badania składu izotopowego gazu wolnego z utworów fliszowych Karpat wskazują, że gaz wytworzył się zarówno w niskotemperaturowych, jak i wysokotemperaturowych procesach termokatalitycznych i tylko sporadycznie w procesach mikrobialnych (Kotarba, 1993).

Występowanie metanowych i metanowo-azotowych wód w strefie wód pogrzebanych należy wiązać przede wszystkim z obecnością silnie metanonośnych pokładów węgla, lokalnie gazu wolnego w piaskowcach utworów karbonu pro-

duktywnego (fig. 5). Głębokość stropu strefy wód metanowych w utworach karbonu jest zmienna i wiąże się w zasięgu bloku Bytomia z występowaniem silnie metanonośnych pokładów węgla na głębokości ok. 800 m od stropu karbonu. W zasięgu bloku centralnego i bloku Cieszyna obecność wód metanowych obserwuje się już bezpośrednio w stropie karbonu w warunkach izolującego nadkładu miocenu. Wody metanowe występują powyżej głębokości zalegania silnie metanonośnych pokładów węgla.

Zróżnicowane położenie wód strefy metanowej w utworach karbonu w ramach poszczególnych bloków strukturalnych należy wiązać z kilkoma podstawowymi procesami:

- wydzwignięcie utworów karbonu w paleogenie i poddanie ich procesom długotrwałej erozji i denudacji, prowadzącym do głębokiej degazacji serii węglonośnej; w zasięgu bloku Bytomia ten ostatni proces pogłębia w ostatnich kilkuset latach eksploatacja górnictwa, udrożniająca górotwór i powodująca obniżenie zasięgu strefy mieszania się wód;

- transgresja morza mioceńskiego prowadząca do izolacji utworów karbonu i utrudniająca ich dalszą degazację (blok centralny i blok Cieszyna);

- termalna ewolucja basenu górnośląskiego prowadząca do ponownego przegrzania górotworu i wtórnej generacji gazów z serii węglonośnej karbonu; umożliwiło to wtórną akumulację gazu w utworach karbonu pod ekranizującymi utworami miocenu.

Szczegółowe badania gazowości węglonośnych utworów karbonu produktywnego bloku centralnego i bloku Cieszyna przedstawione zostały w pracach pod redakcją Ney i Kotarby (1995) oraz Kotarby (2004), a zestawione w pracy Zawadzkiej (2008). Powiązanie przez Kotarbę (2001) wyników analiz trwałych izotopów węgla i wodoru w składnikach węglowodorowych i w dwutlenku węgla z wynikami badań petrograficznych i geochemicznych węgla oraz z warunkami geologicznymi i hydrogeologicznymi umożliwiły geochemiczną interpretację genezy gazu zakumulowanego w utworach produktywnych górnego karbonu we wspomnianych strukturach. Wyniki badań wskazały na możliwość zarówno autochtonicznej, jak i allochtonicznej genezy gazu (fig. 5, tab. 2).

Badania wykazały, że poniżej strefy degazacji pokładów węgla, mającej miejsce przed transgresją morza mioceńskiego, skład trwałych izotopów węgla w metanie odpowiada składowi izotopowemu metanu autochtonicznego, powstałego w procesach termogenicznego uwęglenia. Zgodnie z wynikami badań metanowej strefy węgla na obszarze GZW w składzie chemicznym gazu dominuje metan, którego zawartość wynosi przeciętnie 82,6%, oraz N₂ w ilości 16,8% (Kotas red., 1994).

Badania górotworu strefy degazacji przedmioceńskiej karbonu produktywnego prowadzone przez Kotarbę (1998) w południowej części obszaru bloku centralnego i w ramach bloku Cieszyna wykazały, że w składzie chemicznym gazu dominuje metan, którego stężenie zawiera się w przedziale od 75,0 do 99,0%. Z wyższych węglowodorów gazowych występuje etan w stężeniu od 0,00 do 0,73% oraz propan – od 0,00 do 0,07%. Dwutlenek węgla pojawił się w stężeniu

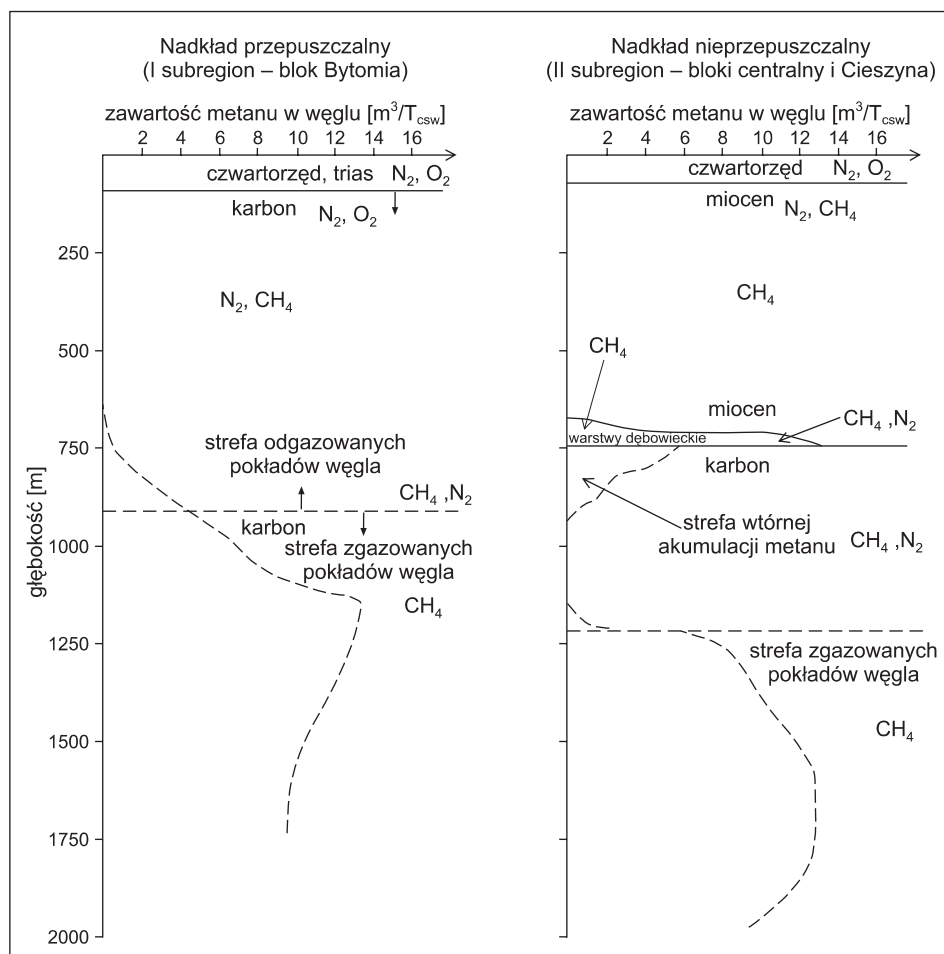


Fig. 5. Zależność typów gazowych wód w utworach karbonu produktywnego i jego nadkładu od zgazowania pokładów węgla (zawartość metanu w pokładach węgla wg Kotasa red., 1994)

Dependence of gaseous types of water in the Carboniferous coal-bearing formation and its overthrust (distribution of coal-bed methane after Kotas ed., 1994)

maksymalnym 12,3%, a azot – 0,57–21,00%. Skład gazowy wód tej strefy, badany w otworach badawczo-złożowych w rejonie Brzezówka–Kaczyce, potwierdza te dane (Derdzińska, Rózkowski, 1968).

Badania hydrogeologiczno-złożowe prowadzone w północnej części bloku centralnego, pod zredukowaną w swej miąższości serią ilastą miocenu, na głębokości występowania strefy wód pogrzebanych wykazały w składzie chemicznym gazu rozpuszczonego w solankach zmienne stężenia metanu i azotu. Stężenia azotu dochodziły do 50,98% (Rózkowski red., 2004).

Analiza składu cząsteczkowego sugeruje, że metan, dominujący składnik gazów akumulowanych w utworach karbonu produktywnego, powstał zarówno na skutek termogenicznych procesów uwęglania, jak i na skutek mikrobialnych procesów redukcji dwutlenku węgla, mających miejsce w warunkach odsłoniętego i wypiętrzonego górotworu w warunkach naturalnej desorpcji. W wielu przypadkach następuje mieszanie się tych dwóch typów gazu (Kotarba, 2001).

Geneza i skład chemiczny gazów rozpuszczonych w wodach utworów paleozoicznych podścielających utwory kar-

bonu produktywnego, w strefie gazów metanowych i metanowo-azotowych, nie są w pełni wyjaśnione. W trakcie przewiercania wspomnianych utworów zarejestrowano liczne objawy zgazowania płuczki oraz ślady bituminów (Kotas i in., 1973). Skład i geneza gazów występujących w tym środowisku geologicznym, zarówno w stanie wolnym, jak i w formie rozpuszczonej w solankach, są zróżnicowane (Rosenman, Sosnowski, 1964; Rosenman, 1968; Konior, 1972; Kotas i in., 1973; Kotarba, 1998; Kotarba i in., 2004; Rózkowski, 2002, 2008a, b). Niskie koncentracje wyższych węglowodorów w czystym składzie gazowym solanek występujących w utworach kulmu sugerują ich pochodzenie głównie z degazacji uwęglonych szczątków organicznych i pozwalają zaliczyć je do gazów ziemnych, bezgazolinowych.

W składzie gazowym solanek serii węglanowej karbonu dolnego oraz dewonu górnego i środkowego dominują węglowodory (tab. 2). Skład chemiczny węglowodorów w czystym gazie jest zróżnicowany, wskazując na występowanie odmiennych genetycznie typów gazów. Solanki zawierają dwa typy gazów: bogatych i ubogich w wyższe węglowodory. W pierwszym typie tzw. gazów gazolinowych stosunek

procentowy metanu do wyższych węglowodorów ma się jak 3:1, przy wysokiej zawartości wyższych węglowodorów do pentanu włącznie. W drugim typie wspomniany stosunek osiąga wartość 30–50:1, przy nieznacznej zawartości lub braku najwyższych homogenów.

W serii terygenicznej dewonu dolnego i kambru w składzie gazowym solanek dominują węglowodory, azot i dwutlenek węgla. Uwzględniając wzajemne stosunki objętościowe różnych typów gazów rozpuszczonych w solankach należy przyjąć, że w badanych wodach dominują gazy metanowo-azotowe, często z podwyższoną koncentracją dwutlenku węgla. Zawartość dwutlenku węgla może nawet przekraczać 10% koncentracji gazów. Zawartość metanu w przeliczeniu na sumę węglowodorów jest zmienna w przedziale od 88,1–98,7%. Charakterystyczna dla opisywanych gazów jest znaczna ilość gazu szlachetnego argonu, wynosząca 0,54–3,90 % objętości gazu czystego.

W otworze Goczałkowice IG 1 analizy chromatograficzne gazu rozpuszczonego w solankach wykazały wysokie koncentracje dwutlenku węgla i azotu, przy niskich stężeniach

metanu (Rózkowski, Chmura, 2001). Uwzględniając, że zawartość dwutlenku węgla w gazach złóż naftowych dochodzi maksymalnie do 3%, można przyjąć, że wysokie koncentracje CO₂ związane są z procesami utlenienia węglowodorów. Te ostatnie procesy występują łącznie z procesami redukcji siarczanów, wskazując na obecność w przeszłości nagromadzeń bituminów. Silne utlenienie bituminów i niewielkie zawartości węglowodorów w składzie gazowym wód sugerują oddanie głównej masy węglowodorów przez skały we wcześniejszych okresach ich historii geologicznej. Należy przyjąć, że procesy niszczenia złóż bituminów były szczególnie aktywne w infiltracyjnych etapach basenów artezyjskich.

Badania Jawor i Kotarby (1991) węglowodorów gazowych akumulowanych w utworach mezozoicno-paleozoicznych podłoża zapadliska przedkarpackiego wskazują na ich powstanie podczas procesu mikrobialnego, a następnie wspólnie z węglowodorami ciekłymi w kilku fazach procesu termokatalicznego. Autorzy ci podkreślają istnienie wtórnych procesów migracji, mieszania i utleniania bakteryjnego węglowodorów gazowych.

PODSUMOWANIE

Zapadlisko górnośląskie cechuje charakterystyczna dla basenów sedymentacyjnych budowa geologiczna, wykształcenie litologiczno-facjalne osadów, układ pola hydrodynamicznego oraz wykształcenie strefowości hydrogeochemicznej.

Baseny sedymentacyjne, do których należy basen zapadliska górnośląskiego, z reguły charakteryzują się dużymi miąższościami i zróżnicowanym wykształceniem litologicznym niezmetamorfizowanych skał osadowych i w związku z tym generują gazy węglowodorowe. Podstawowym źródłem tworzenia się metanu i jego wyższych homologów jest dyspersyjny materiał organiczny występujący w składzie skał osadowych. W profilu geologicznym zapadliska górnośląskiego stwierdzono kilka poziomów generowania gazów, jednakże dla nasycenia wód metanem podstawowe znaczenie mają termogeniczne procesy uwęglenia substancji organicznej występującej w utworach karbonu produktywnego.

Uwzględniając wyniki badań Kotarby i in. (2004) oraz Kotasa (red., 1994), należy przyjąć, że gazy węglowodorowe powstawały zarówno na skutek termogenicznych procesów uwęglenia, jak i na skutek mikrobialnych procesów redukcji dwutlenku węgla. W wielu przypadkach następuje mieszanie się tych dwóch typów gazu.

W pracy przyjęto, że głównym nośnikiem gazu są wody podziemne, co nie wyklucza migracji gazu wolnego. Nasycenie wód gazami ma charakter regionalny. Wody podziemne znajdują się w basenie sedymentacyjnym w więzi hydraulicznej, przy czym w układ krążenia włączony jest proces migracji gazu. Wzrost koncentracji azotu wiąże się z procesami utleniania węglowodorów. Śledząc rozwój paleohydrogeologiczny zapadliska górnośląskiego można wnioskować, że działalność orogeniczna i wynikające z niej etapy infiltra-

cyjnego rozwoju basenu doprowadzały do wymiany wód oraz zmian ich pierwotnego składu gazowego.

W zapadlisku górnośląskim zaznacza się wyraźna strefowość gazowa wód, charakterystyczna dla basenów sedymentacyjnych. Są to strefy: azotowa, azotowo-metanowa, metanowa i metanowo-azotowa. Autorzy pracy skłonni są wiązać formowanie się tej strefowości z położeniem wód w systemach przepływu oraz ukształtowaną w basenie sedymentacyjnym strefowością hydrogeochemiczną.

Zasięg występowania strefy gazów azotowych zawierającej gazy atmosferyczne określa głębokość występowania strefy aktywnej wymiany wód, pogłębionej działalnością górnictwem. Skład gazowy wód strefy azotowo-metanowej, występującej w strefie hydrogeochemicznej wód mieszanych, zmienia się z głębokością. Jest on uzależniony od stosunku mieszania się wód infiltracyjnych z wodami strefy wód pogrzebanych o odmiennym składzie gazowym wód. Metan występujący w tych ostatnich wodach może być generowany zarówno procesami termogenicznymi, jak i mikrobialnymi. Jego stężenia wzrastają z głębokością. Stwierdzone stężenia metanu w wodach strefy mieszania dochodzą do ok. 30,6%.

Geneza i skład chemiczny gazów rozpuszczonych w wodach występujących w strefie wód pogrzebanych są różne. Są to gazy powstałe w odmiennych epokach geologicznych zarówno na skutek termogenicznych procesów uwęglenia, jak i na skutek mikrobialnych procesów redukcji dwutlenku węgla, mających miejsce w warunkach odsłoniętego i wypiętrzonego górotworu w warunkach naturalnej desorpcji (Kotarba, 2001). W wielu przypadkach następuje mieszanie się tych dwóch typów gazu. Zróżnicowanie składu chemicznego rozpuszczonych w wodach gazów strefy metanowej

można tłumaczyć również procesami wyższego metamorfizmu materiału organicznego w warunkach wzrostu temperatury i ciśnienia na dużych głębokościach basenu sedimentacyjnego.

W wodach występujących w utworach paleozoicznych podścielających utwory karbonu produktywnego dominują gazy metanowo-azotowe, często z podwyższoną koncentracją dwutlenku węgla. Zawartość CO₂ może nawet przekraczać 10% koncentracji gazów, co sugeruje procesy niszczenia bituminów w paleoinfiltracyjnych etapach zapadliska górnośląskiego.

W strefie hydrogeochemicznej wód pogrzebanych wody metanowe i metanowo-azotowe występują w różnowiekowych utworach. Są to wody reliktowe, pochodzące z różnych cykli hydrogeologicznego rozwoju zapadliska górnośląskiego. Również geneza i skład chemiczny rozpuszczonych w nich gazów nie są jednolite.

W utworach miocenu występują wody synsedymacyjne zawierające gazy autochtoniczne, powstałe w procesach mikrobialnej redukcji dwutlenku węgla. W utworach karbonu produktywnego w strefie wód pogrzebanych występują głównie wody paleoinfiltracyjne etapu permsko-dolnotriasowego zawierające gazy pochodzenia autochtonicznego, powstałe na skutek termogenicznych procesów uwęglenia karbońskiej formacji produktywniej. W południowej części Zagłębia, w zasięgu struktur bloku centralnego i Cieszyna, w stropie utworów karbonu występują wody paleoinfiltracyjne etapów jurajsko-paleogeńskich. Metan, dominujący składnik gazów rozpuszczonych w wodach, powstał zarówno na skutek termogenicznych procesów uwęglenia i migracji gazu z podłoża, jak i na skutek mikrobialnych procesów redukcji dwutlenku węgla, mających miejsce w warunkach odsłoniętego i wypiętrzonego górotworu.

W obecnym stanie rozpoznania hydrogeologicznego przyjmuje się, że w utworach dolnego karbonu, dewonu i kambry występują wody paleoinfiltracyjne etapu permsko-dolnotriasowego. W składzie gazowym solanek dominują węglowodory i azot. Geneza tych gazów nie jest jednoznacznie określona. Skład chemiczny węglowodorów w czystym gazie jest zróżnicowany, wskazując na występowanie różnych genetycznie typów gazów. Solanki zawierają dwa typy gazów: bogatych i ubogich w wyższe węglowodory. Wysokie zawartości dwutlenku węgla wskazują na możliwość przeobrażenia pierwotnego składu gazowego wód.

W obecnym stanie rozpoznania hydrogeologicznego przyjmuje się, że w utworach dolnego karbonu, dewonu i kambry występują wody paleoinfiltracyjne etapu permsko-dolnotriasowego. W składzie gazowym solanek dominują węglowodory i azot. Geneza tych gazów nie jest jednoznacznie określona. Skład chemiczny węglowodorów w czystym gazie jest zróżnicowany, wskazując na występowanie różnych genetycznie typów gazów. Solanki zawierają dwa typy gazów: bogatych i ubogich w wyższe węglowodory. Wysokie zawartości dwutlenku węgla wskazują na możliwość przeobrażenia pierwotnego składu gazowego wód.

LITERATURA

- BUŁA Z., ŻABA J., 2005 – Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *Przew. 76. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 14–42. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DEMBOWSKI Z., RÓŻKOWSKI A., 1967 – Wyniki badań objawów bituminów w otworze Maczki IG 1. *Kwart. Geol.*, **11**, 2: 285–294.
- DERDZIŃSKA X., RÓŻKOWSKI A., 1963 – Opinia dotycząca perspektyw występowania złóż gazowych w utworach trzeciorzędowych oraz w strefie kontaktowej z karbonem na obszarze ROW. *W: Zagrożenie dla górnictwa węglowego w ROW ze strony horyzontów gazowych występujących w miocenie oraz w strefie zwietrzenia karbonu a problem wstępnego odmetanowania górotworu otworami z powierzchni. Praca arch. Pełnomocnik Rządu do spraw odgazowania pokładów węgla w południowej części ROW.*
- DERDZIŃSKA X., RÓŻKOWSKI A., 1968 – Warunki hydrogeologiczno-gazowe obszaru Brzeźówka–Kaczyce. *Biul. Inst. Geol.*, **5**: 211–255.
- FOLPRECHT J., PATTEISKY K., 1928 – Der Kohlenbergbau des Ostrau-Karvina Steinkohlenreviers. Band Ostrau. Mährisch Ostrau.
- GÜNTHER L., 1963 – Geneza a vyskyt zemních plynu v južních oblastech OKR. *Uhli*, 9.
- HOMOLA V., 1959 – Príspevek k hydrogeologii a plynonosnosti pobeskydske časti ostravsko-karvinského revíru. *Sborn. prací conference o geologii OKR, Ostrava.*
- JAWOR E., KOTARBA M., 1991 – Geneza gazu ziemnego zakumulowanego w utworach w paleozoiczno-mezozoicznych utworach podłoża miocenu w zachodniej i środkowej części zapadliska przedkarpackiego – interpretacja geologiczna i izotopowa. *Nafta*, **47**: 149–155.
- KLECZKOWSKI A.S., VU NGOC-KY, 1969 – Vertical succession of hydrochemical zones in the Carboniferous and its overburden in the eastern part of Upper Silesia. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*, **17**, 1: 57–71.
- 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.*, **15**, 1: 23–31.
- KONIOR K., 1972 – Prognozy poszukiwań złóż węglowodorów w obszarze Cieszyn–Liplas. *Geof. i Geol. Naftowa*, 9/10: 257–265.
- KOTARBA M., 1993 – Stable carbon and hydrogen isotope studies of natural gases from the Polish Flysch Carpathian. *Intern. Symp. on Applied Isotope Geochemistry. Geiranger, Norway.*
- KOTARBA M., 1998 – Composition and origin of gaseous hydrocarbons in the Miocene strata of the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Prz. Geol.*, **46**: 751–758.
- KOTARBA M.J., 2001 – Composition and origin of coalbed gases of the Upper Silesian and Lublin Basins. *Org. Geochem.*, **32**: 163–180.
- KOTARBA M.J. (red.), 2004 – Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego. *Geosfera, Kraków.*
- KOTARBA M.J., BURZEWSKI W., JAWOR E., BARAN U., KOSSAKOWKI P., BUŁA Z., 2004 – Generacyjny podsystem naftowy i ocena możliwości akumulacji węglowodorów utworów karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego. *W: Możliwości generowania węglowodorów*

- w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego: 117–137. Wyd. Akapit, Kraków.
- KOTAS A., 1972 – Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych. *W: Problemy geodynamiki łąpani*, 1: 5–55. Kom. Górn. PAN, Kraków.
- KOTAS A., 1985 – Structural evolution of the Upper Silesia Coal Basin (Poland). *Compt. Rend. 3, X Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*: 459–469. Madrid.
- KOTAS A. (red.), 1994 – Coal-bed methane potential of the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 142.
- KOTAS A., RÓŻKOWSKI A., KARWASIECKA M., 1973 – Sprawozdanie z wyników badań perspektyw występowania bituminiów w podłożu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Sosnowiec*.
- LABUS K., 2003 – Chemizm i pochodzenie wód kopalnianych w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Inst. Gosp. Sur. Miner. i Energią PAN, Kraków*.
- LABUS K., 2007 – Identyfikacja procesów formujących chemizm wód podziemnych w warunkach drenażu górniczego w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Zesz. Nauk. PŚI.*, 1769.
- NEY R., KOTARBA M. (red.), 1995 – Opracowanie modeli oraz bilansu generowania i akumulacji gazów w serii węglonośnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *PPGSMiE PAN, Kraków*.
- OSZCZYPKO N., 1981 – Wpływ neogeńskiej przebudowy przedgórza Karpat na warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Inst. Geol.*, 325: 5–87.
- PACZYŃSKI B., 1980 – Podstawy systematyki regionalnej wód podziemnych w Polsce. *Pr. Hydrogeol. Ser. sp.*, 12. Warszawa.
- PAŁYS J., 1966 – O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36, 2: 121–154.
- PLUTA I., 2005 – Wody kopalń Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – geneza, zanieczyszczenia i metody oczyszczania. *Pr. Gł. Inst. Górn.*, 865.
- PLUTA I., KOTARBA M., 2007 – Pochodzenie wód i gazów z karbonu KWK Morcinek oraz miocenu w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Geologia formacji węglonośnych Polski*: 109–116. AGH, Kraków.
- PLUTA I., ZUBER A., 1995 – Origin of brines in the Upper Silesian Coal Basin (Poland) inferred from stable isotope and chemical data. *Applied Geochem.*, 10: 447–460.
- PLUTA I., ZUBER A., GRABCZAK J., ŚLASKI R., BEBEK M., 1993 – Pochodzenie solanek w południowej części GZW na przykładzie KWK Morcinek. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 6: 95–100. Wrocław.
- ROGOŹ M., POSYŁEK E., 2000 – Problemy hydrogeologiczne w polskich kopalniach węgla kamiennego. *Wyd. Gł. Inst. Górn., Katowice*.
- ROSENMAN J., 1968 – Geneza gazu w południowej części GZW. *Prz. Geol.*, 16, 4: 170–176.
- ROSENMAN J., SOSNOWSKI M., 1964 – Metodyka i dotychczasowe wyniki badań składu chemicznego gazów występujących w GZW ze specjalnym uwzględnieniem zawartości helu. *Techn. Poszuk. Geol.*, 4, 11: 12–17.
- RÓŻKOWSKI A., 1965 – Charakterystyka hydrogeologiczna górnego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*: 104–154.
- RÓŻKOWSKI A., 1971 – Chemizm wód w utworach trzeciorzędowych Zagłębia Górnośląskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 249: 7–63.
- RÓŻKOWSKI A., 1995 – Factors controlling the groundwater conditions of the Carboniferous strata in the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *An. Soc. Geol. Pol.*, 64: 53–66.
- RÓŻKOWSKI A., 1999 – Origin of mine waters based on the isotopic and hydrochemical composition (USCB, Poland). *IMWA Congress. Proc.*, vol. 1: 98–103. Sevilla, Spain.
- RÓŻKOWSKI A., 2002 – Solanki Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 404: 191–214.
- RÓŻKOWSKI A., 2003 – Warunki hydrogeologiczne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Hydrogeologia polskich złóż kopalni i rejonów górniczych* (red. Z. Wilk), t. 1: 42–145. AGH, Kraków.
- RÓŻKOWSKI A., 2008a – Środowisko hydrogeologiczne utworów podłoża karbonu produktywnego w zapadlisku górnośląskim. *Prz. Geol.*, 56, 6: 490–494.
- RÓŻKOWSKI A., 2008b – Historia badań i stan rozpoznania hydrogeologicznego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i obszarów przyległych. *Wyd. UŚI. Katowice*.
- RÓŻKOWSKI A. (red.), 2004 – Środowisko hydrogeochemiczne karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Wyd. UŚI. Katowice*.
- RÓŻKOWSKI A., CHMURA A., 2001 – Wyniki badań poziomów zbiornikowych otworu Goczalkowice IG 1. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Sosnowiec*.
- RÓŻKOWSKI 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. Vienna.
- RÓŻKOWSKI A., RÓŻKOWSKI J., 2008 – Hydrogeology of the Carboniferous–Devonian carbonate formation within the Upper Silesian Block. *Kras i Speleologia*, 12: 77–92.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA T., BUKOWY S., 1979 – Thermal brines as a potential sources of the ore mineralization of the Silesian–Cracow area. *Pr. Inst. Geol.*, 95: 59–85.
- TARNOWSKI J., 1971 – Występowanie metanu w złożu południowej części Rybnickiego Okręgu Węglowego. *Pr. Gł. Inst. Górn., Komunikaty*, 541.
- TARNOWSKI J., 1983 – Występowanie, pochodzenie i rozmieszczenie gazów w złożu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prz. Górn.*, 39, 7–8: 281–293.
- TARNOWSKI J., 1989 – Geologiczne warunki występowania metanu w Górnośląskiej Niece Węglowej. *Zesz. Nauk. PŚI., Górnictwo*, 166.
- TEPER L., 2008 – O wykształceniu strukturalnym Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – urywki dyskusji bez zakończenia. *Prz. Geol.*, 56, 6: 481–485.
- TOTH J., 1995 – Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeol. J.*, 3, 4: 4–16.
- WILK Z. (red.), 2003 – Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne górnictwa. T. 1. AGH, Kraków.
- ZAWADZKA E., 2008 – Skład gazowy wód podziemnych zapadliska górnośląskiego. *Maszynopis. Arch. Zakładu Hydrogeologii UŚI., Sosnowiec*.
- ZORKIN L.M., 1963 – Regionalnyje zakonomiernosti gazonaszczeczenija płastowych wod njeftogazonosnych basseinow. *Sowjetskaja geologia*, 2.

SUMMARY

The Upper Silesian block is situated within the boundaries of the consolidated Cambrian bed-rock and it constitutes the NE part of the Brunovistulicum massif (Kotas, 1985; Buła, Żaba, 2005; Fig. 1). The area of Variscan depression of the Poland's Upper Silesian Coal Basin (USCB) located in the SE part of the Upper Silesian block is investigated in this paper.

The geological profile of the USCB and its bed-rock is represented by the Precambrian to Quaternary formations inclusive, probably with a stratigraphical gap spanning the Silurian (Table 1). The thickness of the lithologically differentiated sediments is up to about 8000 metres. The stratification, succession and thickness of the strata are presented in the geological cross-section (Fig. 3).

The water-bearing horizons of the Upper Silesian depression are characterized by permeability decreasing with depth and ranging from 10^{-4} to 10^{-10} m/s as a result of diagenetic processes in the rocks.

According to the Toth theory (1995), it is assumed that in the Upper Silesian depression, as in other sedimentary basins, groundwater in a rock massif is hydraulically continuous. As a result of the water "leakage" throughout the whole basin, regionally extensive groundwater flow systems developed. Actually, the hydrodynamic field of the basin is being modified by mining drainage.

The geological structure and hydrogeological regime of the Upper Silesian block were modified in the geological history of the basin influenced by tectonic activity. As a result of tectonic movements, cyclic sedimentation and denudation processes took place. The infiltrational stages of cycles related to denudation and the intensive recharge of aquifers with meteoric waters rebuilt the flow systems and their hydrogeochemical environment. The Permian-Lower Triassic and Palaeogene paleoinfiltration stages played the most important role in the development of the paleoregional flow systems. In the southern part of the Upper Silesian depression, within the structurally elevated Cieszyn block, also the Lower Jurassic and Paleozoic infiltration stages rebuilt the former flow system.

The sedimentary basin of the Upper Silesian depression generates hydrocarbon gases. In the geological profile of the Upper Silesian depression, a few potential bitumen source horizons have been discovered. The most important source is the organic substance of the productive Carboniferous deposits. Having considered the results of investigations carried out by Kotarba *et al.* (2004) and Kotas (ed., 1994), it could be assumed that hydrocarbonic gases were generated as a result of thermogenic processes of coalification as well as a

microbial process of carbon dioxide reduction. In many cases, a mixing of these two types of gases takes place.

In this paper, it is assumed that groundwater carries dissolved bitumen gases, which does not exclude the presence of a free gas migration process. Water saturation with gases is on a regional scale. The groundwaters in the sedimentary basins have a hydraulic connection and the gas migration process is included in their circulation. Taking into account the paleohydrogeological development of the Upper Silesian depression, it could be concluded that the paleoinfiltrational stages of the basin development induced the exchange of waters and changes in their original gaseous composition.

In the Upper Silesian depression, a gaseous zonation of waters can be observed, characteristic of sedimentary basins. There are the following zones: nitrogen, nitrogen-methane, methane and methane-nitrogen. The present authors assumed that the formation of this zonation is connected with both the location of groundwater in the flow system and the hydrogeochemical environment of the sedimentary basin.

The range of the occurrence of nitrogen gases containing atmospheric gases is determined by the depth of the active exchange zone, which has been deepened by mining activity. The gaseous composition of the nitrogen-methane water zone that occurs within the hydrogeochemical zone of mixed waters, changes with depth. It is dependent on the proportion of the mixing process of infiltrational waters with relict waters. Their gaseous composition is different. Methane occurring in the last one can be generated by thermogenic and microbial processes. Methane concentration increases with depth. The origin and chemical composition of gases dissolved in waters occurring in the relict water zone are varied. They contain gases formed in various geological periods as a result of thermogenic coalification and microbial reduction of carbon dioxide (Kotarba, 2001). In many cases, a mixing of these two types of gases takes place. The differentiation of the chemical composition of gases dissolved in the methane zone waters can be interpreted by processes of organic matter with higher metamorphism under conditions where the temperature and pressure increase in a very deep sedimentary basin.

Methane-nitrogen gases predominate in waters occurring in the Paleozoic sediments within the bed-rock of the productive Carboniferous sediments. They often contain a higher concentration of carbon dioxide. The carbon dioxide content may even be higher than 10% of the total gas concentration, suggesting processes of bitumen destruction during the paleoinfiltrational stages in the Upper Silesian depression.