

Bronisław PACZYŃSKI, Jan PAŁYS

Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Nizu Polskim

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Stan rozpoznania chemizmu wód podziemnych na Nizu Polskim do czasu drugiej wojny światowej i w pierwszych latach powojennych był znikomy. Większość informacji dotyczyła chemizmu wód płytkich, głównie czwartorzędu, miocenu, kredy i miejscami jury. Już wówczas stwierdzono, że na obszarze antyklinorium kujawsko-pomorskiego występują źródła wód słonych, różnej wielkości rozproszone wypływy, tworzące obszary podmokłe, na których miejscami rozwijała się roślinność halofilna. Mineralizację wszystkich tych wód wiązano ze stosunkowo płytkim występowaniem cechsztyńskich wysadów solnych, które łągując sól zwiększały swoją mineralizację. Na taką genezę chlorkowych wód obszaru antyklinorium wskazywał m.in. J. Samsonowicz (1928). Na pozostałych obszarach Nizu Polskiego wody niezmineralizowane sięgały znacznie głębiej, co przy punktowym rozpoznaniu sugerowało ograniczone ich występowanie do niewielkiego, wąskiego obszaru Polski północno-zachodniej i centralnej. Poza tym wody silnie zmineralizowane, występujące na niedużych głębokościach, znane były w morskich i miejscami salinarnych osadach miocenu zapadliska przedkarpackiego. Wody zmineralizowane stwierdzone sporadycznie nielicznymi wówczas wierceniami w utworach różnego wieku (poza wymienionymi dwoma obszarami) wiązano z łągowaniem formacji solonośnej cechsztynu lub miocenu. Na przykład J. Czarnocki (1926) wiązał solanki występujące w cenomanie z formacją cechsztyńską znajdującą się rzekomo w podłożu, chociaż nie wskazywał, jakimi drogami solanki mogłyby migrować w utwory niesalinarnie. Określanie występowania dyslokacji sięgających aż do osadów cechsztyńskich pozostawało niejednokrotnie w sprzeczności z rozpoznaniem tektoniki danego rejonu (H. Świdziński, 1954).

Zagadnienie mineralizacji wód było również przedmiotem szeregu późniejszych publikacji. Wyniki badań w pojedynczych otworach wiertniczych omówiono w opracowaniu S. Depowskiego, A. Krassowskiej (1962) i L. Bojarskiego (1966). Warunki hydrochemiczne jako wskaźnik bitu-

miczności przedstawiono w dwóch innych publikacjach (S. Depowski, J. Królicka, B. Łaszcz, 1965; B. Łaszcz, 1966).

Wody zmineralizowane Polski północno-wschodniej omówione zostały w pracach J. Dowgiałło (1965) i C. Kolago (1964). J. Dowgiałło wiązał, podobnie jak jego poprzednicy, genezę mineralizacji wód Pomorza Zachodniego z ługowaniem złóż solnych cechsztynu. W późniejszych swoich publikacjach nie podtrzymuje jednak tego poglądu, wskazując na poważną rolę mezozoicznych, głównie triasowych wód sedimentacyjnych tego regionu.

T. Agopsowicz i Z. Pazdro (1964) dają pierwszy dla Nizy Polskiego szkic zasolenia wód utworów kredowych. Podstawą wydzielenia rejonu zasolenia był wskaźnik 100 mg/Cl^- , jak się wydaje dość kłopotliwy, np. w przypadku niecki mazowieckiej, gdzie przeciętna zawartość jonu Cl^- w wodach oligoceńskich wynosi od 50 do 200 mg/l. Genezę zasolenia wód kredowych autorzy ci wiążą głównie z wpływem silnie stężonych solanek podłoża, zwłaszcza w rejonie antyklinorium środkowopolskiego.

W latach 1960—1965 w opracowaniach regionalnych niecki mazowieckiej i kredy lubelskiej, wykonanych przez B. Paczyńskiego, H. Jarzabek, T. Konasiewicza i M. Michalską przedstawiono strefowość hydrochemiczną wód głębszego podłoża. Ostatnio A. Kleczkowski (1966) dokonał pierwszej wstępnej próby rejonizacji hydrochemicznej wód o niskiej mineralizacji dla całego obszaru kraju.

W chwili obecnej rozpoznanie hydrochemiczne towarzyszące poszukiwaniom bituminów sięga już w szeregu punktach do około 3 000 m i obejmuje wszystkie formacje geologiczne na obszarze Nizy Polskiego — od prekambriu do czwartorzędu.

*
*
*

Do artykułu wykorzystano materiały podstawowe z otworów odwierconych przez Instytut Geologiczny i przemysł naftowy, jak również część danych zamieszczonych w omówionych wyżej pracach.

REJONIZACJA HYDROCHEMICZNA

Istniejące materiały podstawowe pozwalają na dokonanie, w bardzo ogólnych zarysach, próby hydrochemicznej rejonizacji Nizy Polskiego. Za podstawę do wydzielenia poszczególnych grup przyjęto mineralizację ogólną w wysokości 5 i 50 g/l. Pierwsza wartość stanowi granicę (umowną) między wodami o podwyższonej mineralizacji i wodami słonymi, druga między wodami słonymi i solankami. Wydzielanie dalszych stref w obrębie solanek (50—400 g/l) nie jest obecnie możliwe dla całego obszaru Nizy Polskiego z uwagi na zbyt skąpy materiał wyjściowy.

Orientacyjną głębokość występowania wód o mineralizacji około 5 g/l przedstawiono na fig. 1. Jak widać, ogólną prawidłowością jest zmniejszanie się głębokości występowania tej strefy ze wschodu na zachód. W szczegółach obraz jest jednak bardziej złożony.

Wody o mineralizacji do 5 g/l znajdują się najgłębiej (1000—1500 m) na wyniesieniu mazursko-suwałskim, we wschodniej części obniżenia podlaskiego oraz w północnym obrzeżeniu antyklinorium świętokrzyskie-

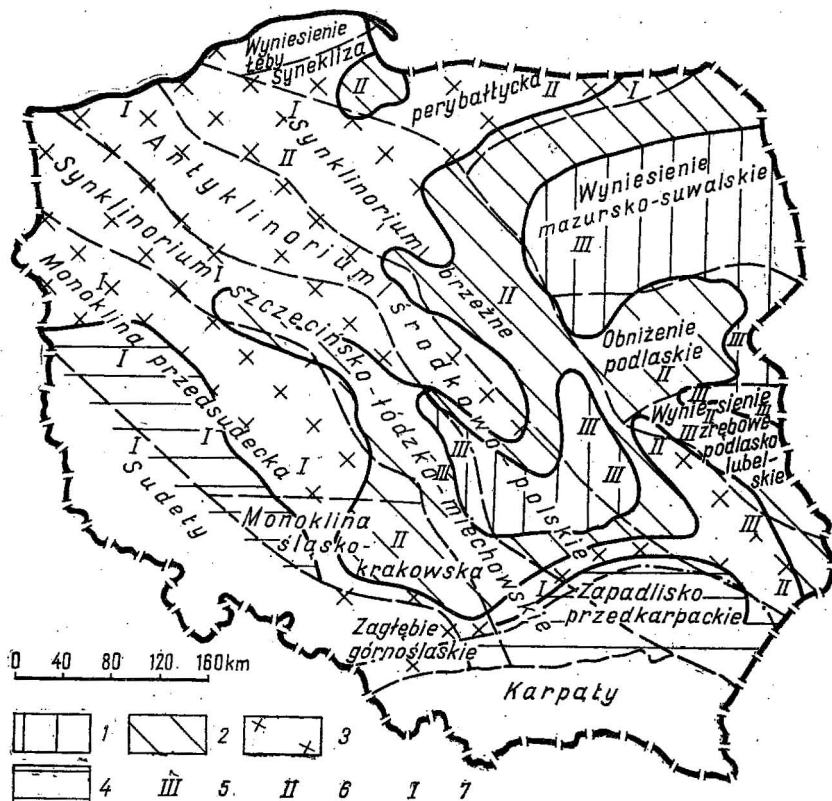


Fig. 1. Schemat rozmieszczenia wód zmineralizowanych na Niżu Polskim (jednostki strukturalne wg. W. Pożaryskiego, 1963)

Scheme of distribution of mineralized waters in the Polish Lowland area (structural units according to W. Pożaryski)

Głębokość występowania (w metrach) strefy wód o mineralizacji mniejszej od 5 g/l: 1 — głębiej niż 1000, 2 — 500–1000, 3 — 200–500, 4 — płycej niż 200; głębokość występowania (w metrach) strefy wód o mineralizacji mniejszej od 50 g/l: 5 — głębiej niż 1500; 6 — 1000–1500, 7 — płycej niż 1000

Occurrence depth (in metres) of water zone characterized by mineralization lower than 5 g/l: 1 — deeper than 1000, 2 — 500–1000, 3 — 200–500, 4 — shallower than 200. Occurrence depth (in metres) of water zone characterized by mineralization lower than 50 g/l: 5 — deeper than 1500, 6 — 1000–1500, 7 — shallower than 1000

go. W kierunku na zachód strefa ta ulega spłyceciu do głębokości 500–1000 m, obejmując północno-zachodni skłon wyniesienia mazursko-suwałskiego, zachodnią część obniżenia podlaskiego, południowo-wschodnią część syneklizy perybaltyckiej, znaczną część syntklinorium brzeżnego i łódzko-miechowskiego oraz północno-wschodnią część monokliny śląsko-krakowskiej.

Kolejny przedział głębokości — 200–500 m — omawianej strefy hydrochemicznej występuje w północnym obrzeżeniu zapadliska przedkarpackiego, w północno-wschodniej części monokliny przedsudeckiej oraz w prawie całej północno-zachodniej części Niżu Polskiego. Najpłytszy przedział głębokościowy — 0–200 m — ograniczony jest do południowo-

-zachodniej części monokliny przedsudeckiej, do fragmentów w obrębie antyklinorium środkowopolskiego, pasa zachodniego i środkowego wybrzeża, ku południowi zaś do zapadliska przedkarpackiego.

Kolejna strefa hydrochemiczna o mineralizacji przekraczającej 50 g/l tworzy przedziały głębokości: do 1000 m, 1000—1500 m oraz więcej niż 1500 m. Ogólne ich rozmieszczenie wykazuje wyraźną prawidłowość i związek z zasięgiem poprzednio scharakteryzowanej strefy o mineralizacji do 5 g/l. Maksymalny przedział głębokości (ponad 1500 m) wiąże się z głównymi obszarami alimentacyjnymi platformy wschodnioeuropejskiej oraz północnego obrzeżenia antyklinorium świętokrzyskiego. Przedział głębokościowy do 1000 m występuje w zachodniej i północnej Polsce, obejmując m.in. monoklinę przedsudecką, synklinorium szczecińsko-mogileńskie, wyniesienie Łęby, północną część obniżenia perybałtyckiego oraz przypuszczalnie całe antyklinorium kujawsko-pomorskie. Pośredni interwał głębokości (1000—1500) zajmuje stosunkowo ograniczoną powierzchnię, występując głównie w południowej i miejscami północnej części obniżenia perybałtyckiego, zachodnim skraju obniżenia podlaskiego, środkowej części synklinorium lubelskiego, północnej części synklinorium warszawskiego oraz przypuszczalnie na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej, głównie w pasie północno-wschodnim. W kierunku południowym omawiana strefa hydrochemiczna stopniowo ulega spłyceciu, osiągając w zapadlisku przedkarpackim głębokość kilkuset metrów.

Na całym obszarze Nizy Polskiego poniżej omawianych stref hydrochemicznych występują solanki o znacznym stężeniu — miejscami do ponad 400 g/l. Ogólnie obserwuje się, że stężenie soli zawartych w wodach na jakimś stałym poziomie głębokościowym wzrasta w kierunku zachodnim.

Skład chemiczny wód o różnej mineralizacji zmienia się w szerokich granicach. Wody słodkie o mineralizacji do 1 g/l charakteryzują się na przeważającym obszarze następującym składem: $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca—Mg}$, $\text{HCO}_3\text{—Mg}$, $\text{SO}_4\text{—Ca—Mg}$ z przewagą jednego z wymienionych jonów. Wraz ze wzrostem głębokości następuje często wzbogacenie w sód, wody nabierają wtedy charakteru $\text{SO}_4\text{—Na}$ lub $\text{HCO}_3\text{—Na}$. Wody drugiego typu mają, jak się wydaje, mniejsze rozprzestrzenienie np., w miocenie i częściowo oligocenie synklinorium warszawskiego (analiza 1). Charakteryzują się znaczną niekiedy zawartością części organicznych przy małej ilości siarczanów, niskiej twardości, stosunkowo niewielkiej mineralizacji oraz obecności H_2S . Skład chemiczny wód mioceniskich świadczy o środowisku hydrochemicznym, w którym możliwa jest redukcja siarczanów przy udziale szczątków organicznych oraz wymiana kationowa. Procesy te obserwuje się również w niektórych rejonach karbonu górnośląskiego (J. Pałys, 1966a).

Wody typu pierwszego o stosunkowo dużym udziale siarczanu sodu są bardziej powszechne na Nizy Polskim, np. wody występujące w utworach kredy i jury.

Wody o stosunkowo niskiej mineralizacji i znacznym procencie NaCl, występujące w pobliżu wysadów solnych, pochodzą z lugowania soli kamiennych. Spotyka się je w utworach czwartorzędu, trzeciorzędu i kredy antyklinorium kujawsko-pomorskiego oraz w południowo-wschodnim jego skłonie.

Zestawienie wybranych analiz wód podziemnych

Tabela 1

Nazwa otworu	Głębokość w m	Stratygrafia	Mineralizacja ogólna	K a t i o n y			A n i o n y			S k ł a d s o l n y				Współczynnik Na/Cl
				Ca	Mg	Na + K	Cl	SO ₄	HCO ₃	Sole	% mval	Sole	% mval	
Tczew		miocen	0,5	20	5	171,5	31	—	489	NaCl	9,8	Ca(HCO ₃) ₂	11,2	
Ciepielów IG 1	997—1000	jura	3,292	11,2	4,9	83,9	9,8	—	90,2	NaHCO ₃	74,1	Mg(HCO ₃) ₂	4,9	2,1
				0,082	0,069	0,873	0,665	1,050	0,555	NaCl	37,5	Mg(HCO ₃) ₂	9,8	
Magnuszew	1540	karbon	4,619	8,7	12,1	79,2	37,5	44	18,5	Na ₂ SO ₄	41,7	Ca(HCO ₃) ₂	8,7	
				0,013	0,033	1,525	1,099	1,343	0,543	MgSO ₄	2,3	NaCl	36,8	Mg(HCO ₃) ₂
Krasny-staw IG	1957—1995	karbon	38,668	0,9	2,1	97	36,8	5	18,2	Na ₂ SO ₄	45	Ca(HCO ₃) ₂	0,9	
				0,215	0,005	0,464	0,670	0,113	0,488	NaHCO ₃	15,2	NaCl	52,7	Mg(HCO ₃) ₂
Radzanów I	1079		97,059	31,6	0,2	68,2	52,7	8,9	38,4	Na ₂ SO ₄	8,9	Ca(HCO ₃) ₂	31,6	1,3
				4,024	1,717	30,828	57,498	2,836	0,122	NaHCO ₃	6,6	NaCl	79,7	MgSO ₄
Bazów	810		111,711	11,93	8,4	79,7	96,4	3,5	0,1	CaCl ₂	11,9	Mg(HCO ₃) ₂	0,1	
				8,1	1,88	31,415	69,8	0,037	0,025	MgCl ₂	4,8	NaCl	71,0	MgCl ₂
Magnuszew	2162	karbon	212,269	21	8	71	100	—	—	CaCl ₂	21			
				15,361	4,456	59,776	131,734	0,852	0,046	NaCl	74,7	MgSO ₄	0,6	0,75
Rawicz	1290—1299		243,865	19,7	5,6	74,7	99,4	0,6	—	CaCl ₂	19,7	MgCl ₂	5	
				13,112	5,602	72,607	150,705	1,27	0,366	NaCl	73,8	MgSO ₄	0,6	0,74
Kozuchów 2	830—838		316,5	15,4	10,8	73,8	49,3	0,6	0,1	CaCl ₂	15,4	Mg(HCO ₃) ₂	0,1	
				1,78	0,58	123,1	187,3	3,2	0,04	MgCl ₂		NaCl	97,3	CaSO ₄
Kop. Wschowa	1365—1651		332,705	1,4	0,3	37,3	97,4	2,6	—	CaCl ₂	0,1	MgSO ₄	0,3	
				0,625	2,236	126,667	202,618	0,327	0,112	NaCl	97,8	MgSO ₄	0,2	0,98
Rybaki ot. 8	1795		402,896	0,5	1,7	17,8	99,8	0,2	—	CaCl ₂	0,5	MgCl ₂	1,5	
				11,97	26,222	104,918	258,858	0,169	0,72	NaCl	97	MgSO ₄	0,1	0,97
				1	2	97	99,6	0,1	0,3	CaCl ₂	1	Mg(HCO ₃) ₂	0,3	

W wodach o mineralizacji do 5 g/l nieomal na całym obszarze Niżu Polskiego występuje znaczna ilość NaCl, przy częstej obecności siarczanu sodu (analiza 2) i rzadziej siarczany łącznie z wodorowęglanami sodu (analiza 3).

Wody drugiej strefy hydrochemicznej (do 50 g/l) mają szerokie rozprzestrzenienie we wszystkich prawie utworach Niżu Polskiego. Zawierają one oprócz chlorków pewne ilości siarczanów i wodorowęglanów sodu oraz wapnia i magnezu (analiza 4). Niekiedy w strefie tej występują wody o współczynniku rNa/rCl poniżej 1, co świadczy o słabym już połączeniu z wodami infiltracyjnymi. Poniżej tej strefy występują solanki o różnym stopniu stężenia, dochodzącym miejscami do kilkuset g/l. Mają one różny skład chemiczny, stosunek rNa/rCl waha się w szerokich granicach od 1,0 (analiza 9) do 0,71 (analiza 6). Podwyższone wskaźniki rNa/rCl w solankach izolowanych od powierzchni świadczą o mniejszym lub większym związku z salinarnymi lub chemicznymi osadami. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne w analizach 9, 10, 11 pochodzących z utworów cechsztynu monokliny przedsudeckiej, gdzie Na/Cl wynosi 97% wszystkich soli. Solanki o niskich wskaźnikach Na/Cl (analizy 5, 6, 7, 8) i dużym udziale chlorków ziem alkalicznych (do 30%) występują w różnych formacjach geologicznych — od jury do prekambriu z wyjątkiem osadów salinarnych. Wody tego typu mają genezę niezależną od formacji solonośnych.

CHARAKTERYSTYKA PALEOHYDROGEOLOGICZNA

Mimo niewątpliwego wpływu współczesnej dynamiki wód podziemnych na położenie stref hydrochemicznych, obraz tych stref nie może być tylko jej wynikiem. Trudno bowiem sobie wyobrazić, ażeby współczesne warunki zasilania mogły doprowadzić do wysłodzenia sięgającego np. miejscami do ponad 1500 m, chociaż nie można wykluczyć, że w sprzyjających układach systemu dyslokacyjnego, w pewnych rejonach infiltracja może sięgać znacznych głębokości (np. rejon miasta Łodzi, północno-zachodnia część synklinorium lubelskiego), co uwarunkowane jest specyficznym systemem dróg krążenia, umożliwiającym intensywną wymianę wód. Jeśli jednak pominąć wyżej wymienione strefy anomalnego wysłodzenia, wówczas głębokie występowanie wód słabo zmineralizowanych wiązać należy z paleohydrogeologią danego rejonu.

Na wschodnim obszarze Polski, przez bardzo długi okres historii geologicznej przeważały procesy denudacji i ługowania osadów wodami powierzchniowymi oraz infiltracyjnymi. Na powstałym obszarze natomiast przeważały procesy akumulacji osadów i gromadzenia sedymentacyjnych wód morskich. Nie znaczy to jednak, że na pierwszym obszarze występują wyłącznie wody pochodzenia infiltracyjnego, w drugim zaś sedymentacyjnego. Geneza obecnych spotykanych wód słonych i solanek w głębokich strukturach geologicznych jest niewątpliwie bardziej złożona.

OBSZAR PREKAMBRYJSKIEJ PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ

Nawiercone szeregiem otworów wody w utworach prekambriu, paleozoiku i mezozoiku mają różną mineralizację — od poniżej 1 g/l do ponad 200 g/l. Utwory prekambryjskie zawierają wody od słodkich (otwór

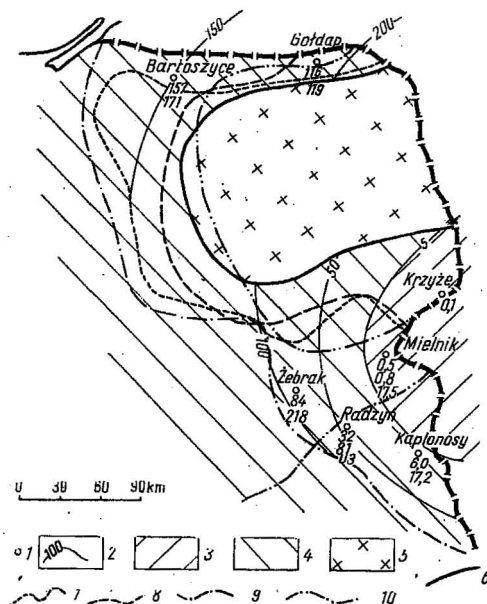
Krzyże 4) do słonych (otwór Mielnik) i silnych solanek (otwór Bartoszyce, 171 g/l). W takich samych kierunkach postępuje zmiana mineralizacji w osadach kambru (fig. 2). Ze wschodu na zachód mineralizacja rośnie od poniżej 1 g/l (w otworze Krzyże 4) do ponad 100 g/l (w otworze Żebrak). Podobną prawidłowość obserwuje się w słabiej zbadanych utworach syluru. Obraz ten jest wynikiem wysłodzenia postępującego od strony wschodniej.

Fig. 2. Rozmieszczenie wód zmineralizowanych w warstwach kambru

Distribution of mineralized waters in Cambrian strata

1 — mineralizacja wód w g/l; 2 — linie równej mineralizacji w g/l w utworach kambru; 3 — wody o przewadze typu $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Ca—Mg—Na}$ i $\text{Cl—SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$; 4 — wody o przewadze typu Cl—Ca—Na ; 5 — utwory prekambryjskie; naj-większy zasięg transgresji; 6 — kambryjskiej (kambr dolny) wg K. Lendzion i Cz. Żaka; 7 — ordowickiej (landell, karadok) wg H. Tomczyka; 8 — sylurskiej (ludlow) wg H. Tomczyka; 9 — dewońskiej (żywet) wg M. Pajchłowej; 10 — cechsztyńskiej wg J. Poborskiego

1 — water mineralization in g/l, 2 — lines of equal mineralization in g/l in Cambrian formations, 3 — waters with predominance of $\text{SO}_4\text{—Ca—Mg—Na}$ and $\text{Cl—SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$ types, 4 — waters with predominance of Cl—Ca—Na type, 5 — pre-Cambrian formations; maximum extent of transgression; 6 — Cambrian transgression (Lower Cambrian) according to K. Lendzion and Cz. Żak, 7 — Ordovician transgression (Landello, Caradocian) according to H. Tomczyk, 8 — Silurian transgression (Ludlovian) according to H. Tomczyk, 9 — Devonian transgression (Givetian) according to M. Pajchłowa, 10 — Zechstein transgression according to J. Poborski



Wody cechsztynu występujące w dolomitach i anhydrytach (otwór Bartoszyce) o mineralizacji 315 g/l posiadają współczynnik $r_{\text{Na}/r_{\text{Cl}}} = 0,95$ (L. Bojarski, S. Depowski, 1963), co oznacza przeszło dwukrotny wzrost mineralizacji w stosunku do solanek kambru, w których wskaźnik ten wynosi $0,60 \div 0,68$. Wody cechsztynu wyróżniają się więc dużym udziałem soli Na/Cl (96%), niską ilością CaCl_2 (3%) i MgSO_4 (1%), w przeciwieństwie do wód utworów starszych, np. kambru, gdzie zawartość soli NaCl wynosi około 56%, zaś pozostała część przypada na $\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2$.

Przytoczone wyżej wielkości świadczą o tym, że solanki cechsztynu przedstawiają zupełnie inny typ niż solanki utworów niższego paleozoiku. Te same stratygraficznie utwory w wierceniu Goldap (L. Bojarski, S. Depowski, 1963) zawierają solanki o znacznie mniejszym zróżnicowaniu.

W utworach kambru i syluru mineralizacja ich wynosi od 119 do 114 g/l, współczynnik $r_{\text{Na}/r_{\text{Cl}}}$ od 0,73 do 0,65, podczas gdy wody cechsztynu o mineralizacji 109 g/l mają współczynnik $r_{\text{Na}/r_{\text{Cl}}} = 0,75$. Osady dolnego triasu w otworach Bartoszyce i Goldap zawierają wody o mine-

realizacji niższej (40÷49 g/l) i współczynnikach r_{Na}/r_{Cl} od 0,79 do 0,65. Wody jury i kredy są mniej lub więcej wysłodzone. W innych otworach tej strefy powyższe prawidłowości potwierdzają się. Można więc przyjąć, że wody występujące powyżej i poniżej osadów cechsztynu charakteryzują się odmiennym składem chemicznym.

Jest mało prawdopodobne, aby solanki występujące w utworach morskich starszego paleozoiku i jego podłoża na prekambryjskiej platformie wschodnioeuropejskiej mogły być wodami sedymentacyjnymi, ponieważ ulegały one wraz ze skałami prekambryjskimi długotrwałym wpływom wód pochodzenia atmosferycznego, które musiały wyprzeć pierwotne wody sedymentacyjne. Procesowi temu sprzyjała niewielka miąższość osadów staropaleozoicznych. Procesy denudacji oraz infiltracji wód pochodzenia atmosferycznego trwały tu w zasadzie od czasu ruchów kaledońskich aż do dolnego triasu. Największy zasięg transgresji dewońskich nie wkraczał na omawiany obszar, jedynie morze cechsztyńskie pokryło częściowo obniżenie podlaskie, pozostawiając tu swoje osady. Utworzony wówczas pustynny łąd gromadził na swoim obrzeżeniu kontynentalne osady old redu, które w Polsce tworzyły się przez znaczny okres dewonu. Osady old redu są charakterystyczne dla suchego, pustynnego klimatu, a w krajach bałtyckich spotyka się w nich pokłady gipsu i soli kamiennej, powstałe w lokalnych depresjach.

Wynika stąd, że obszar platformy wschodnioeuropejskiej stanowił przez długi okres pustynny, suchy łąd, gdzie rozwinąć się mogło kontynentalne zasolenie. W tych warunkach wody powierzchniowe rozmywając i ługując osady salinarnie wzbogacały się w sole i infiltrowały w utwory prekambru i starszego paleozoiku. Wody te były w stanie zastąpić pierwotne, przypuszczalnie mniej zmineralizowane wody sedymentacyjne utworów kambru, ordowiku i syluru. Sprzyjało temu nachylenie łądu w kierunku pograżania się tych utworów od ich wychodni do zbiornika morskiego. Dogodny dla przenikania słonych wód powierzchniowych był również łądowy okres permski. Przyjąć zatem można, że solanki występujące w utworach staropaleozoicznych i, być może, kambru mają charakter epigenetyczny.

Podłoże krystaliczne wyniesienia mazursko-suwalskiego przez cały prawie paleozoik stanowiło powierzchniowy dział wód, z którego spływały one w zależności od okresu geologicznego, w kierunku zachodnim, północnym i wschodnim do zbiorników morskich środkowej Polski, obniżenia litewskiego i moskiewskiego. W tych też kierunkach obserwuje się w utworach paleozoicznych różnego wieku na obszarze Związku Radzieckiego wzrost mineralizacji wód od wychodni do centrum obniżenia. Występujące tu solanki typu $Cl-Ca-Na$ charakteryzują się stężeniem przekraczającym miejscami 200 g/l (A. Silin-Biekczurin, 1958).

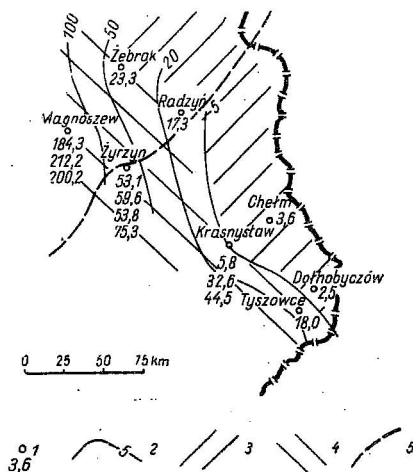
W czasie sedymentacji salinarnych osadów cechsztynu tworzyły się w nich wysoko stężone solanki sedymentacyjne, wyróżniające się od solanek podłoża i nadkładu specyficznym składem, typowym dla solanek towarzyszących soli, w których stosunek r_{Na}/r_{Cl} jest bardzo wysoki, często bliski jedności. Obniżający się z zachodu na wschód współczynnik r_{Na}/r_{Cl} (Bartoszyce — Gołdap) tłumaczyć można facjalną zmiennością osadów cechsztynu, w tym bowiem kierunku następuje zmiana facji z salinarniej na przybrzeżną, węglanowo-siarczanową (J. Poborski, 1964).

W wyniku transgresji rozpoczętej w dolnym triasie epigenetyczne w znacznej mierze solanki podłoża cechsztynu i syngenetyczne solanki cechsztynu zostają pokryte osadami triasu, jury i kredy, w których powstały wody sedimentacyjne. Począwszy od trzeciorzędu zbiorniki te ulegają różnym co do stopnia intensywności procesom wysładzania przez wody infiltracyjne. Czy istniała zatem możliwość przeniknięcia wód z osadów cechsztynu lub wód morskich tego okresu w skały podłoża? Przeciwno takiej możliwości świadczy zarówno różny skład jonowo-solny tych wód, jak i trudności w wyjaśnieniu hydrodynamiki tego procesu oraz występowanie wód słonych w osadach kambru w otworze Kaplonosy o mineralizacji 6÷17 g/l i w otworze Radzyń — 32÷113 g/l (fig. 2). Niska współcześnie mineralizacja w górnych partiach profili tych otworów jest wynikiem młodego czasowo wysłodzenia wód pierwotnie bardziej zmineralizowanych. Brak w omawianych otworach osadów cechsztynu i dewonu świadczy, że na obszar ten nie docierały transgresje tych okresów, a zatem należy wykluczyć wpływ silnie stężonych solanek pochodzących z tych osadów.

Fig. 3. Rozmieszczenie wód zmineralizowanych w warstwach karbonu
Distribution of mineralized waters in Carboniferous strata

1 — mineralizacja wód w g/l; 2 — linie równej mineralizacji w g/l w warstwach karbonu; 3 — wody o przewadze typu Cl—SO₄—HCO₃—Na; 4 — wody o przewadze typu Cl—Ca—Na; 5 — największy zasięg transgresji (trias dolny) wg H. Senkowiczowej i A. Szyperko-Sliwczyńskiej

1 — water mineralization in g/l; 2 — lines of equal mineralization in g/l in Carboniferous strata; 3 — waters with predominance of Cl—SO₄—HCO₃—Na type; 4 — waters with predominance of Cl—Ca—Na type; 5 — maximum extent of transgression (Lower Triassic) according to H. Senkowiczowa and A. Szyperko-Sliwczyńska



Wody osadów dewonu poznane zostały w mniejszym stopniu. Od otworu Tyszowce do otworu Krasnystaw, tj. w kierunku północno-zachodnim mineralizacja wody rośnie od 38,4 do 85,5 g/l. W tym kierunku obniża się również wskaźnik r_{Na}/r_{Cl} z 0,83 do 0,67. W kierunku południowo-zachodnim, na obszarze Wielkich Mostów, mineralizacja wód w dewonie waha się w zależności od głębokości — od około 50 do 184 g/l, a współczynnik r_{Na}/r_{Cl} od 0,88 do 0,62 (L. Myszkina, 1964). Bardziej ku wschodowi, w niecce lwowskiej, mineralizacja wód dewonu maleje ku wschodniom tych utworów, osiągając w strefie doliny Dniestru i jego licznych dopływów zaledwie 3 g/l (T. Seleckij, 1964).

Wody osadów karbonu, zbadane w wielu otworach (fig. 3, 4), wykazują wzrost mineralizacji wraz z głębokością również w kierunku zachodnim i północno-zachodnim w miarę pograżania się tych osadów. W tych samych kierunkach zmienia się również ich skład chemiczny. W części wschodniej przeważają wody o podwyższonej nieco mineralizacji i słone

o współczynniku mNa/rCl powyżej jedności, typu $SO_4-HCO_3-Ca-Mg$, SO_4-HCO_3-Na , $Cl-SO_4-HCO_3-Na$, na zachodzie natomiast wody słone i solanki o składzie $Cl-Ca-Na$. Wody karbonu w basenie lwowsko-wołyńskim charakteryzują się stosunkowo niską mineralizacją, przeważnie od kilku do kilkunastu g/l. Najwyższa stwierdzona mineralizacja wynosi 31,4 g/l, przy $mNa/rCl = 0,9$, co świadczy, że wody te wykazują związek z wodami infiltracyjnymi (T. Seleckij, 1964).

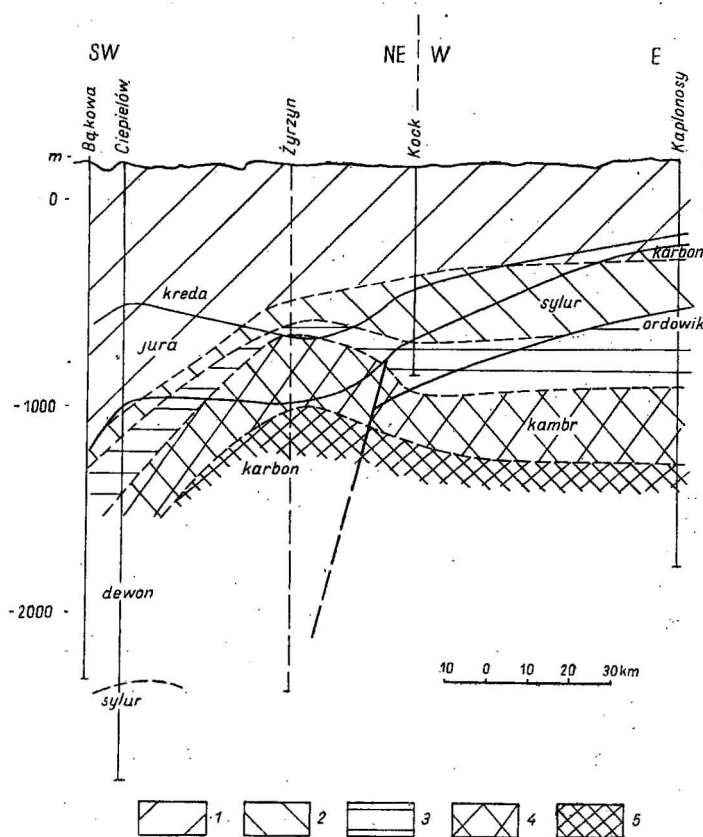


Fig. 4. Schematyczny przekrój hydrogeologiczny przez północną część Lubelszczyzny wg H. Jarzabek-Gałązkowej

Diagrammatic hydrogeological cross section through the northern part of the Lublin region according to H. Jarzabek-Gałązkowa

Mineralizacja wody w g/l; 1 — poniżej 1; 2 — 1-5; 3 — 5-10, 4 — 10-50, 5 — powyżej 50

Water mineralization in g/l; 1 — below 1; 2 — 1-5, 3 — 5-10, 4 — 10-50, 5 — above 50

Przedstawiony wyżej obraz hydrochemiczny wskazuje na postępujący od powierzchni, a także z kierunku wschodniego proces wysładzania. Również w osadach nadkładu — kredy i jury — występują na całym tym ob-

szarze aż po linię Żebrak — Żyrzyn wody o niskiej mineralizacji, rzędu kilku g/l. Na północ od tej strefy w otworze Żyrzyn wody występujące w utworach kredy osiągają mineralizację 20,5 g/l przy współczynniku $r_{Na/rCl} = 0,91$, a w jurze odpowiednio 33,6 g/l, współczynnik $r_{Na/rCl} = 0,85$. W otworze Żebrak wody utworów triasowych mają mineralizację 12,4 g/l, a permu 14,6 g/l. W otworze Magnuszew (S. Depowski, A. Krasowska, 1962) dopiero w retyku wody o mineralizacji 37,7 g/l osiągają wskaźnik $r_{Na/rCl} = 0,77$, podczas gdy w utworach kredy i jury współczynnik ten przekracza 1, a mineralizacja obniża się do kilku g/l.

Głębokie wysłodzenie, występujące we wschodniej części regionu i obejmujące utwory od kredy do paleozoiku, jest niewątpliwie pokredowe, znaczna jednak część solanek (w karbonie na zachód od linii Żebrak — Żyrzyn, w dewonie na zachód od otworów Tyszowce — Krasnystaw) ma charakter starych wód zmetamorfizowanych. Geneza tych ostatnich, zwłaszcza dewońskich, jest trudna do ustalenia. Osady morskie dewonu, w przeciwieństwie do limnicznych ogniw górnego karbonu, zawierały wodę morską. Sedymentacyjne wody słodkie i brakiczne karbonu zostały przypuszczalnie w późniejszym okresie wyparte przez wody słone, które obecnie spotyka się tu w postaci bardziej skoncentrowanej. Najbardziej sprzyjający dla tej wymiany, jak się wydaje, był lądowy okres permski, charakteryzujący się suchym klimatem i powierzchniową koncentracją soli. Podobnie tłumaczy się genezę solanek karbonu górnośląskiego (J. Pałys, 1966b). Na obszarze Lubelszczyzny transgresja cechsztyńska objęła tylko północną jego krawędź, niewiele większy zasięg miała również transgresja triasowa (fig. 2 i 3). Na obszar ten wkroczyła dopiero transgresja jurajska i kredowa pozostawiając osady i zawarte w nich wody syngenetyczne. Przez znaczną część okresu permskiego i triasowego obszar Lubelszczyzny znajdował się pod wpływem procesów infiltracyjnych słonych wód powierzchniowych, koncentrujących się w warunkach pustynnych. Wody słone występujące obecnie w utworach dewońskich stanowią zapewne, w niektórych strefach, wody sedymentacyjno-infiltracyjne permu i triasu. W czasie kontynentalnego cyklu zasilanie i odpływ wód podziemnych skierowane były ku zachodowi i północnemu zachodowi do zbiorników morskich, jakie istniały w tych okresach.

OBSZAR POZA PREKAMBRYJSKĄ PLATFORMĄ WSCHODNIOEUROPEJSKĄ

Wody osadów permu rozpoznane są stosunkowo najlepiej na obszarze monokliny przedsudeckiej. Charakteryzują się one bardzo różną mineralizacją i składem chemicznym. Mineralizacja wzrasta tu również w miarę pograżania się tych utworów. Prawdopodobnie tę potwierdza mapka mineralizacji wód w dolomicie głównym południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej, zamieszczona w pracy B. Łaszcz (1966). Mineralizacja wzrasta tu od 10 g/l przy wychodniach do 350 g/l w kierunku upadu warstw, co świadczy o wyraźnym wysłodzeniu strefy krawędziowej.

Wzrost mineralizacji daje się zaobserwować również przy przejściu od czerwonego spagowca ku osadom cechsztynu, co pozostaje w związku z ich salinarnym wykształceniem. Wzrostowi mineralizacji towarzyszy zazwyczaj wzrost współczynnika $r_{Na/rCl}$, który niekiedy może mieć wartość w pobliżu jedności przy bardzo wysokiej mineralizacji.

Na pozostałym obszarze brak jest danych szczegółowych dotyczących wód permu, jakkolwiek w pobliżu wysadów solnych występują wody słone pochodzące z ługowania.

Wody w osadach triasu zbadane zostały znaczną liczbą otworów. Wody te charakteryzują się wszędzie wysoką mineralizacją, przekraczającą miejscami 200 g/l i niskim współczynnikiem $r_{Na/rCl}$ — poniżej 0,70. W niektórych rejonach występuje zwiększenie tego wskaźnika w osadach kajpru, np. w otworze wiertniczym Książ na monoklinie przedsudeckiej solanki w wapieniu muszlowym o mineralizacji 294 g/l mają stosunek $r_{Na/rCl} = 0,86$, a w utworach kajpru, przy mineralizacji 282 g/l, wynosi on 0,97. W otworze Dźwirzyno 1 wody pstrego piaskowca o mineralizacji 186 i 89 g/l wykazują współczynnik $r_{Na/rCl}$ odpowiednio 0,73 i 0,66. Niższą mineralizację mają solanki w otworze Jamno = 114,5 i 53,4 g/l, współczynnik $r_{Na/rCl} = 0,67$ i 0,73. Wymienione przykłady świadczą, że solanki pstrego piaskowca charakteryzują się znacznie większą zawartością chlorków ziem alkalicznych niż solanki kajpru.

Dotychczasowy stan rozpoznania pozwala sądzić, że w kierunku platformy prekambryjskiej mineralizacja wód utworów triasowych stopniowo maleje do kilkudziesięciu g/l. Dotyczy to również północnego obszaru Polski — w kierunku wyniesienia Łęby — gdzie w otworze wiertniczym Bytów stwierdzono mineralizację nie przekraczającą 30÷40 g/l.

Na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej wody triasu wykazują już bardzo niską mineralizację. Wody w wapieniu muszlowym rejonu Częstochowy są typu $SO_4-Na-Ca-Mg$ i wykazują mineralizację zaledwie 2,4 g/l (R. Rosłoński, 1931).

Wody utworów jurajskich, występujące w strefie synklinorium brzeźnego, wykazują stosunkowo niewielką mineralizację, na ogół poniżej 80 g/l. Cechą charakterystyczną tej strefy jest stopniowy wzrost mineralizacji z południa na północ (3,5÷8,5 g/l w Magnuszewie, 28,9 g/l w Iwicznej, 56,5 g/l w Płońsku) i związana z tym zmiana typu wód od $Cl-HCO_3-Na$ i $Cl-SO_4-Na$ do $Cl-Na$ lub $Cl-Ca-Na$. W północnej części synklinorium (Bytów, Chojnice — Ostrowite) wody słone o mineralizacji rzędu 30÷70 g/l i współczynniku $r_{Na/rCl} = 0,90$ występują już znacznie płycej, np. w Bytowie od głębokości około 700 m.

Na pozostałym obszarze warunki hydrochemiczne wykazują większe zróżnicowanie. W północno-zachodniej części antyklinorium pomorskiego wody jurajskie już na głębokościach 100÷400 m wykazują wyraźne zmineralizowanie: Kamień Pomorski (lias) — mineralizacja 32÷36 g/l, Dziwnów (bajos) — 45,2 g/l, Kołobrzeg (dogger) — 48,8÷49,5 g/l (J. Dowgiałko, 1965). Otwór Jamno IG po perforacji piaskowców liasu (875÷895 m) wykazał wody typu $Cl-Na-Ca-Mg$ o ogólnej mineralizacji 69,7 g/l (L. Bojarski, 1966). Autor ten wiąże genezę tych wód z ługowaniem soli kamiennej. Pogląd ten nie znajduje jednak potwierdzenia w świetle przytoczonych przez tegoż autora materiałów. Niski współczynnik $r_{Na/rCl} = 0,80$ przeczy takiemu twierdzeniu. Ponadto sam proces ługowania wymaga przyjęcia dostatecznie aktywnej cyrkulacji wód podziemnych, natomiast budowa geologiczna omawianego rejonu wskazuje, że utwory liasu znajdują się niewątpliwie w strefie wód stagnujących. Jako mało prawdopodobną należy również przyjąć możliwość dyfuzyjnego przenikania solanek cechsztyńskich na taką dużą odległość.

W synklinorium szczecińsko-mogileńsko-łódzkim poza strefą wysadów solnych wody jury (zwłaszcza malmu) charakteryzują się niską mineralizacją rzędu kilku — kilkunastu g/l. Przykładowo wymienić można otwory: Międzychód IG-1 (2,4÷3,8 g/l, woda Cl—HCO₃—Mg—Na), Tuszyn Geo 1 (1,6÷1,7 g/l, woda HCO₃—Na—Mg), Bełchatów Geo 4 (1,7÷19,1 g/l, woda HCO₃—Cl—Na).

Wody kredowe występujące na północnym obszarze kredy lubelskiej oraz południowym synklinorium łódzkiego mają charakter wód słodkich o mineralizacji 0,4÷0,8 g/l, typu przeważnie HCO₃—Ca. Siegają one znacznych głębokości.

Ku północy, w miarę pograżania się utworów kredy pod coraz grubszy nakład kenozoiczny, wzrasta mineralizacja wód. Wzrost ten nie jest jednak tak wyraźny jak w przypadku wód jury (Magnuszew. — 1,5 g/l, Iwiczna — 1,1 g/l, Bodzanów — 4,2 g/l, Płońsk IG 1 — 0,8÷0,9 g/l). Pewną rolę odgrywa tu czynnik litologiczno-facjalny, o czym świadczy niższa zazwyczaj mineralizacja wód serii piaszczystej albu w porównaniu z marglami kredy górnej.

Wody utworów kenozoicznych na przeważającym obszarze Niziu Polskiego charakteryzują się niską mineralizacją, nie przekraczającą 1 g/l. Z przedstawionej wyżej charakterystyki hydrochemicznej utworów permu i mezozoiku (z wyjątkiem kredy) wynika, że na przeważającym obszarze ich występowania mamy do czynienia z wodami silnie zmineralizowanymi, o koncentracji przekraczającej 200 g/l i współczynniku rNa/rCl spadającym nawet poniżej 0,70. Jedynie w pobliżu wychodni, czyli w obszarach płytkiego występowania tych utworów, obserwujemy obniżanie się mineralizacji wód. W obszarach zakrytych obserwuje się również pewne różnice w mineralizacji, jak i składzie jonowo-solnym. Charakterystyczne jest tu występowanie solanek w osadach cechsztynu o bardzo dużym stężeniu, przekraczającym niekiedy 300 i 400 g/l i podwyższonym stosunku rNa/rCl, dochodzącym miejscami do jedności. Solanki te z uwagi na brak kontaktu z wodami infiltracyjnymi, co wyklucza możliwość ługowania soli, uznaje należy za sedymentacyjne wody towarzyszące salinarnym osadom cechsztynu. Wody te w całym profilu warstw permu nie są jednolite pod względem składu chemicznego. W wielu otworach obserwuje się wzrost mineralizacji solanek od czerwonego spągowca ku salinarnym osadom cechsztynu (B. Łaszcz, 1966). Świadczy to dodatkowo o sedymentacyjnym charakterze tych wód.

Wody osadów triasu, jury i miejscami kredy charakteryzują się również wysoką mineralizacją. Współczynnik rNa/rCl w takich przypadkach kształtuje się znacznie poniżej 0,87. Wody te można uznać jako stare, zmetamorfizowane solanki, znajdujące się prawie lub w zupełnej izolacji od wód infiltracyjnych. Syngenetyczne ich pochodzenia potwierdza również historia rozwoju geologicznego tego obszaru w okresie powaryscyjskim. Powaryscyjska pokrywa osadowa, którą cechuje, ogólnie rzecz biorąc, duża ciągłość sedymentacyjna przedzielona jest kilkoma fazami słabego diastrofizmu (W. Pożaryski, 1964). Powstałe w tych okresach nieduże różnice wysokości powierzchni nie mogły utworzyć sprzyjających warunków hydrodynamicznych dla usunięcia pierwotnych wód morskich i zastąpienia ich późniejszymi wodami słonymi.

Po wydzwignięciu antyklinorium środkowopolskiego (faza laramijska)

zalew morski ustępuje, a obszar położony na zachód staje się lądem. W okresach lądowych ma miejsce infiltracja słodkich wód powierzchniowych, które częściowo wysładzają i wypierają słone wody sedymentacyjne, głównie kredy i jury. Proces ten zostaje częściowo zahamowany na północy i na obszarze Polski środkowej transgresją oligoceńską. Wznawia się on ponownie w miocenie, obejmując również sedymentacyjne wody morskie oligocenu. W południowej części kraju proces wysładzania trwa również w pliocenie aż do czwartorzędu, kiedy to obszar całej Polski objęty został infiltracyjnym wpływem.

Zapoczątkowane w okresie starokimeryjskim wznoszenie się mas solnych, trwające poprzez okresy jury, kredy, trzeciorzędu i miejscami czwartorzędu, doprowadziło do umiejscowienia czap wysadów solnych nawet w pobliżu spągu utworów trzeciorzędu lub czwartorzędu, przez co znalazły się w strefach aktywnej cyrkulacji wód podziemnych ługujących sole. To wtórne zasolenie w strefach swobodnego krążenia wód może sięgać dość daleko. Wskazuje na to np. wzrost koncentracji chlorków w wodach słodkich trzeciorzędu synklinorium warszawskiego w kierunku północno-zachodnim, tj. w miarę zbliżania się do antyklinorium kujawsko-pomorskiego (J. Samsonowicz, 1928). Przestrzenny wpływ wtórnego zasolenia gwałtownie jednak maleje w miarę zwiększania się głębokości i słabnięcia krążenia wód. W strefie wód stagnujących wpływ ten będzie minimalny i będzie pochodził z dyfuzyjnego przenikania bardziej słonych wód, towarzyszących wysadom do mniej zmineralizowanych wód sedymentacyjnych tych formacji, które przebite są masami solnymi, głównie triasu i jury.

Powyższe fakty prowadzą do rewizji pierwotnych poglądów na temat pochodzenia wszystkich słonych wód i solanek Nizy Polskiego z ługowania utworów salinarnych cechsztynu. Widoczne w rejonie Kołobrzegu (J. Dowgiałło, 1965) zasolenie wód czwartorzędowych, związane głównie ze strefą doliny Parsęty i Regi, można wyjaśnić według nas ukrytym drenażem głębinnych słonych wód sedymentacyjnych, zwłaszcza jurajskich. Przykład ten świadczy o tym, że również nie wszystkie płytkie zasolone wody wiązać trzeba z ługowaniem cechsztyńskich wysadów, może tu mieć miejsce również rozproszony drenaż głębinnych wód sedymentacyjnych.

*

*

Na Nizy Polskim wyraźnie zarysowują się dwie prowincje hydrochemiczne — wschodnia oraz zachodnia i północno-zachodnia.

W prowincji wschodniej wody silnie zmineralizowane występują na dużych głębokościach, podczas gdy w zachodniej występują znacznie płycej, miejscami zaś bezpośrednio w strefie przypowierzchniowej. Wschodnią część Nizy Polskiego, należąca do platformy wschodnioeuropejskiej, cechowała w historii rozwoju geologicznego przewaga procesów denudacji, ługowania, rozpuszczania i infiltracji, powodujących wynoszenie z wodami części mineralnych. Diametralnie różniły się warunki na pozostałym obszarze. Przeważały tu procesy gromadzenia się osadów, a w nich słonych, morskich wód sedymentacyjnych. Wszystkie prawie transgresje wkraczały na obszar Polski i wycofywały się w kierunku północno-zachodnim. Warunki te sprzyjały zachowaniu już na niewielkich głębokościach wód silnie zmineralizowanych.

Dodatkowym czynnikiem kształtującym obraz hydrochemiczny było wtórne zasolenie wód, wywołane wpływem wysadów solnych. Wpływ ten, stosunkowo duży w strefie wód infiltracyjnych, maleje szybko do niewielkich rozmiarów w strefie wód stagnujących. Można więc przyjąć, że przeważająca większość solanek tego obszaru przedstawia typ wód śródformacyjnych, sedymentacyjnych, o różnym stopniu metamorfizacji i koncentracji.

Główne i głęboko sięgające wysłodzenie, występujące zwłaszcza we wschodniej części Niżu Polskiego, przypada na okres pokredowy. Proces ten lokalnie tylko osłabiony był krótkotrwałymi transgresjami. Najbardziej intensywne wysładzanie wód podziemnych zachodziło w lądowym okresie miocenu i w czwartorzędzie, kiedy to powstały głębokie wcięcia erozyjne pradolin rzek.

Zakład Hydrogeologii
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4,
Oddział Górnośląski
Instytutu Geologicznego
Sosnowiec, ul. Białego 5
Nadesłano dnia 3 lipca 1968 r.

PIŚMIENNICTWO

- AGOPSOWICZ T., PAZDRO Z. (1964) — Zasolenie wód kredowych na Niżu Polskim. Zesz. nauk. Politech. Gdańsk. nr 6a. Gdańsk.
- BOJARSKI L., DEPOWSKI S. (1963) — O hydrochemicznych wskaźnikach możliwości występowania węglowodorów w południowej części obniżenia litewskiego. *Prz. geol.*, 11, p. 86, nr 2. Warszawa.
- BOJARSKI L. (1966) — Termalne solanki w regionie Koszalina — Mielna. *Prz. geol.*, 14, p. 360, nr 8. Warszawa.
- CZARNOCKI J. (1926) — O pochodzeniu wód mineralnych w Busku i okolicach. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 14, p. 10—12. Warszawa.
- DEPOWSKI S., KRASSOWSKA A. (1962) — Wyniki badań objawów bituminów w otworze Magnuszew IG 1. *Kwart. geol.*, 6, p. 210—225, nr 1. Warszawa.
- DEPOWSKI S., KIRÓLIŁKA J., ŁASZCZ B. (1965) — Występowanie węglowodorów na Niżu Polskim w świetle wyników badań hydrochemicznych. *Kwart. geol.*, 9, p. 28—40, nr 1. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J. (1965) — Solanki Pomorza Zachodniego. *Szczec. Tow. Nauk., Wydz. Nauk. Matem. i Techn.*, 4, nr 2. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A. (1966) — The Acraopege Zone in Poland. *Bull. Acad. Pol., ser. geol. et geogr.*, 14, nr 2. Varsovie.
- KOŁAGO C. (1964) — Wody mineralne województwa szczecińskiego i perspektywy ich wykorzystania. *Prz. zachodniopomorski*, nr 5. Szczecin.
- ŁASZCZ B. (1966) — Wskaźniki hydrochemiczne permu w zachodniej części monokliny przedsudeckiej. *Prz. geol.*, 14, p. 293, nr 7. Warszawa.
- PALYS J. (1966a) — Wody typu siarczanowo-sodowego i wodorowęglanowo-sodowego na Górnym Śląsku. *Prz. geol.*, 14, p. 229, nr 5. Warszawa.
- PALYS J. (1966b) — O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36, nr 2. Kraków.

- POBORSKI J. (1964) — Stosunki facjalne w zagłębiu cechsztyńskim w Polsce. Kwart. geol., 8, p. 111—118, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1963) — Jednostki geologiczne Polski. Prz. geol., 11 p. 4, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1964) — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. Kwart. geol., 8, p. 1—32, nr 1. Warszawa.
- ROŚLONSKI R. (1931) — Wody podziemne w okolicach Częstochowy. Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol., nr 30, p. 71—73. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1928) — O źródłach słonych w Łęczycykiem i ich pochodzeniu. Wszechświat, Ser. III, p. 141—147. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1954) — Zagadnienia geologiczne wód mineralnych, w szczególności na Niżu Polskim i w Karpatach. Zjazd nauk.-techn. poświęcony zagadnieniom racjonalizacji gospodarki i eksploatacji złóż wód mineralnych w Polsce. Katowice.
- МЫШКИН Л. (1964) — О гидрогеологических показателях нефтегазоносности львовско-палеозойского прогиба в районе Вельких Мостов. Тр. Вып. 9. Ленинград.
- СЕЛЕЦКИЙ Т. (1964) — Гидрохимические показатели нефтегазоносности девонских и каменноугольных отложений львовского палеозойского прогиба. Тр. Вып. 9. Ленинград.
- СИЛИН-БЕКУРИН А. (1958) — Гидродинамические и гидрохимические закономерности на территории Перибалтики. Тр. Лабор. Гидрогеол. Пробл., 20. Москва.

Бронислав ПАЧИŃСКИ, Ян ПАЛЫС

ГЕНЕЗИС И ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД НА ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Резюме

В большинстве опубликованных работ, посвященных залеганию соляных растворов на Польской низменности, высказывалось мнение, что происхождение минерализации этих вод тесно связано с процессом выщелачивания соленосных отложений пехштейна. Результаты исследований, произведенных за последние годы, и особенно испытания глубоких горизонтов в процессе поисков залежей битуминов показали, что седиментационные воды также имеют более важное значение, чем это предполагалось. Для выяснения этих вопросов произведена попытка гидрохимического районирования на фоне палеогидрогеологического развития Польской низменности.

Выделено две основные гидрохимические зоны: до 5 г/л сухого остатка, характеризующего пресные и слабо минерализованные воды, а также до 50 г/л сухого остатка, определяющего границу соляных вод и рассолов.

Для первой гидрохимической зоны (рис. 1) представлено четыре интервала глубин: 1000—1500 м, 500—1000 м, 200—500 м, 0—200 м.

Максимальная мощность опресненной зоны относится к Мазурско-Сувальскому поднятию, к восточной части Подляской впадины и к северному обрамлению Свентокшиского антиклинария. Следующие более мелкие интервалы глубин постепенно перемещаются на запад и северо-запад, включая в себя:

Зона 500—1000 м включает северо-западный склон Мазурского и Сувальского поднятия, западную часть Подляской впадины, юго-западную часть Перибалтийской синеклизы, значительную часть Берегового и Лодзинско-Меховского синклинория, а также северо-восточную часть Силезско-Краковской моноклинали.

Зона 200—500 м располагается на северном обрамлении Предкарпатского прогиба, в северо-восточной части Предсудетской моноклинали, а также почти на всей территории северо-западной части Польской низменности.

Зона 0—200 м относится к юго-западной части Предсудетской моноклинали, местами располагается в пределах Среднепольской антиклинория (соляные купола), а также в полосе западного и частично среднего Побережья.

Вторая гидрохимическая зона (до 50 г/л) представлена тремя интервалами глубин: до 1000 м, 1000—1500 м, а также глубже 1500 м, которые в значительной степени коррелируются с делением в пределах слабо минерализованных вод.

Анализ палеогидрохимического развития Польской низменности позволяет выделить две главные гидрохимические провинции: восточную — территория Восточно-европейской платформы, а также западную и северо-западную — остальная территория.

В первой провинции преимущественное значение имеют слабо минерализованные воды, достигающие значительных глубин (1000—1500 м), в то время как во второй сильно минерализованные воды залегают на малой глубине, местами занимая зону около самой поверхности.

В пределах Восточно-Европейской платформы на территории Польской низменности преобладали процессы денудации, выщелачивания и выноса минеральных частиц. На остальной территории происходили в основном процессы отложения осадков и формирования седиментационных вод. Эти условия благоприятствовали формированию и сохранности уже на небольшой глубине сильно минерализованных вод седиментационного типа с различной степенью метаморфизации.

Определенное влияние на состав вод западной провинции (в зоне активной циркуляции) несомненно имели соляные купола. Выщелачивание соли приводило к вторичному засолению неглубоких вод. В застойной зоне это влияние минимально.

Главные зоны опреснения в пределах восточной провинции развились и углубились в послемоловом периоде. Этот процесс наиболее интенсивно происходил в миоцене и в четвертичном периоде.

Bronisław PACZYŃSKI, Jan PAŁYS

GENESIS AND PALAEOHYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF MINERALIZED WATER OCCURRENCES IN THE POLISH LOWLAND AREA

Summary

Most papers devoted to the occurrence of brines in the Polish Lowland area emphasize that the origin of the mineralization of these waters is closely related to the leaching processes of the Zechstein salt deposits. The examinations made in the last years, particularly those on deep horizons, conducted to search for bitumen deposits, have demonstrated that sedimentary waters play a somewhat more important rôle than it has previously been supposed. To explain the origin of these processes

an attempt has been made at presenting the hydrochemical regionalization in the light of the palaeohydrogeological development of the Polish Lowland area.

Two main hydrochemical zones have been distinguished: 1 — up to 5 g/l of dry residue — characteristic of fresh and low-mineralized waters, and 2 — up to 50 g/l of dry residue — showing the boundary of salt waters and brines.

Four ranges of depth have been distinguished for the first hydrochemical zone: 1000—1500 m, 500—1000 m, 200—500 m, and 0—200 m (Fig. 1).

The maximum thickness of the freshened water zone is observed to appear within the Mazury — Suwałki elevation, in the eastern part of the Podlasie depression, and in the northern marginal area of the Świętokrzyskie Mts. anticlinorium. The successive, shallower ranges of depth gradually move westwards and north-westwards, as follows:

Zone of 500—1000 m — covers the north-western slope of the Mazury — Suwałki elevation, the westerly part of the Podlasie depression, the south-western part of the Peri-Baltic syncline, a considerably part of the marginal syndinorium, and the Łódź — Miechów syndinorium, as well as the north-eastern part of the Silesian-Craców monocline.

Zone of 200—500 m — occurs in the marginal area of the Carpathian foredeep, in the north-eastern part of the Fore-Sudetic monocline, and almost in the entire area of the north-western part of the Polish Lowland.

Zone 0—200 m — occurs in the south-western part of the Fore-Sudetic monocline, fragmentarily within the Middle-Polish anticlinorium (salt plugs) and in a belt of the western and partly central sea-shore.

The second hydrochemical zone (up to 50 g/l) has been presented in three ranges of depth: up to 1000 m, 1000—1500 m, and below 1500 m, which for the most part may be correlated with the subdivision of the low-mineralized waters.

The palaeohydrochemical analysis of the development of the Polish Lowland area allows the authors to distinguish here two main hydrochemical provinces: 1 — eastern province (area of the East-European platform), and 2 — western and north-western province (the remaining areas). In the first province low-mineralized waters prevail, reaching fairly deep horizons (1000—1500 m), whereas in the second one — strongly mineralized waters occur rather at a shallow depth, at places even in the near-surface zone.

The platform area of the Polish Lowland was characterized by the predominance of denudation, leaching and removal processes of mineral particles. In the remaining areas accumulation processes and formation of sedimentary waters prevailed, as a result of marine transgressions. These conditions were favourable for both the formation and the preservation of strongly mineralized waters of sedimentary type and of various metamorphism degree, at shallow depths. Salt plugs no doubt affected also the composition of waters in the western province (within the active circulation zone), since the process of salt leaching was responsible for a secondary salting of shallow waters. In the stagnation zone, this influence was insignificant.

Within the eastern province the main zones of freshening were developed at the post-Cretaceous time. This process was most intensely expressed during the Miocene and Quaternary times.