

Andrzej SADURSKI

Warunki hydrochemiczne utworów kredowych w rejonie Gdańska

W rozpoznanej partii basenu górnokredowego w rejonie Gdańska stwierdzono wody wodorowęglanowo-wapniowe na obszarze Trójmiasta. Na Żuławach gdańskich w wodach kredowych notuje się podwyższone stężenie jonu sodowego i wody wodorowęglanowo-sodowe, a w centralnej partii Żuław lokalnie wody chlorkowo-wodorowęglanowo-sodowe, a nawet chlorkowo-sodowe o podwyższonej mineralizacji (do 5 g/dm³). Dwa ostatnie typy wód znajdują się w strefach wolniejszej wymiany i są najstarsze. Zróżnicowanie jakości wód kredowych analizowanego rejonu uzależnione jest od ich wieku i zajmowanego miejsca w układzie hydrodynamicznym basenu gdańskiego.

WSTĘP

Eksploatację wód z utworów kredowych w rejonie Gdańska rozpoczęto w końcu ubiegłego wieku. Pierwsze informacje na temat ich jakości podał P. Sonntag (1919). W okresie międzywojennym E. Schroedter (1931) przedstawił charakterystykę chemizmu wód za Żuławach, tłumacząc genezę słonych wód w kredzie ascencją solanek ze starszych warstw mezozoiku. Słone wody w utworach górnej kredy opisano w pracach Z. Pazdry (1958) i T. Agopsowicz, Z. Pazdry (1964).

Do połowy lat siedemdziesiątych ocenę jakości wód kredowych przeprowadzano na podstawie wyników skróconych analiz wykonywanych przez stacje sanitarno-epidemiologiczne i przedsiębiorstwa dokumentujące ujęcia wód podziemnych. W 1975 r. zespół pod kierunkiem B. Kozerskiego opracował *Studium jakości i genezy wód piętrowych kredowych w rejonie Gdańska* na podstawie wyników rozszerzonych analiz próbek wód kredowych i wyników analiz stałych izotopów tlenu, siarki oraz węgla ¹⁴C (B. Kozerski i in., 1975).

W tym okresie opublikowano nowe informacje na temat warunków hydrogeologicznych i jakości wód starszego podłoża kredy (L. Bojarski, 1976, 1978; Z. Płochniewski, 1974, 1977). Stwierdzono powszechnie solanki typu Cl–Na, Br i J od kambru do dolnej kredy włącznie.

Rozszerzone analizy chemiczne wód kredowych wykonała w laboratorium Wydziału Hydrotechniki Politechniki Gdańskiej mgr J. Grzeškowiak, której

chciałbym serdecznie podziękować za szereg istotnych rad w trakcie opracowywania wyników.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ I WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

Rozpatrywany teren znajduje się w zachodniej i centralnej części syneklizy perybałtyckiej i w niewielkiej części w północnej strefie niecki brzeźnej. Warstwy skalne można rozdzielić w profilu pionowym na cztery kompleksy różniące się litologią i tektoniką. Są to:

- krystaliczne skały platformy prekambryjskiej;
- osadowe skały starszego paleozoiku;
- osadowe skały pokrywmy permsko-mezozoicznej, do której należy analizowane piętro hydrogeologiczne;
- osady kenozoiku, wśród których można wyróżnić: trzeciorzędową formację węgla brunatnego, fluwioglacjalne utwory plejstocenu i holoceniską serię deltową. Litologię i miąższości warstw poszczególnych okresów podano w tab. 1.

Tabela 1

Profil geologiczny mezozoiku i kenozoiku basenu gdańskiego

Stratygrafia	Nazwa serii	Litologia	Miąższość (m)
Czwartorzęd	osady fluwioglacjalne, zastoiskowe i interglacjalne	gliny zwalowe, piaski, żwiry, mulki i ility	0–250
Trzeciorzęd	formacja węgla brunatnego	piaski, mulki i ility	0–150
Kreda górna	seria węglanowo-krzemionkowa	margle, gezy, wapienie zsylikowane	40–300
	seria piaszczysta	piaski drobnoziarniste i pylaste z glaukonitem	0–120
	seria mułowcowo-ilasta	mulki, mułowce, ility	100–300
Jura	osady wapienno-ilaste	mułowce margliste, wapienie piaszczyste, iłowce	170–550
Trias	osady detrytyczne	mułowce, iłowce, piaskowce	500–700

W górnej kredzie ostatecznie zostało uformowane parantyklinorium środkowopolskie (R. Wagner i in., 1980). Proces ten wpłynął zapewne na zróżnicowanie facjalne utworów górnej kredy. O ile seria piaszczysta w otworach wiertniczych w Gdańsku przypada na koniak – santon i dolny kampan, to wzdłuż południowej granicy basenu jest ona wieku koniak – santon (M. Jaskowiak, 1966). Osady węglanowo-krzemionkowe kampanu mają w tej strefie największą miąższość – ponad 300 m. Seria piaszczysta, stanowiąca warstwę wodonośną o regionalnym zasięgu, ma maksymalne uziarnienie w części centralnej basenu, wzdłuż linii o kierunku NE–SW przechodzącej przez Sopot.

Paleohydrogeologiczny rozwój basenu przedstawiono w tab. 2. Biorąc pod uwagę ewolucję geologiczną terenu i zmianę warunków paleogeograficznych od

Tabela 2

Paleohydrogeologiczny rozwój basenu gdańskiego

Cykl paleohydrogeologiczny	Etap cyklu	Stratygrafia	Warunki paleogeograficzne	Warunki hydrogeologiczne
I	elizyjny	górną kredę i dolny paleocen	transgresja morska, w północnej części obszaru od mastrychtu okres lądowy	gromadzenie osadów zawierających słone wody pochodzenia morskiego
	infiltracyjny	górną paleocen i dolny eocen	okres lądowy	wymiana wód syngenetycznych, słonych na infiltracyjne, słodkie
II	elizyjny	górną eocen, oligocen	transgresja morska	przenikanie słonych wód morskich do kredowych warstw o własnościach zbiornikowych
	infiltracyjny	górną oligocen – dolny miocen	okres lądowy	wzrastająca strefa wymiany wód infiltracyjnych, słodkich w miarę rozwoju form erozyjnych powierzchni terenu
III	elizyjny	miocen	zbiornik śródlądowy z możliwymi okresowymi wlewami wód morskich	„uwięzione” wody podziemne; w części południowej dopływ wód słonych wskutek kompaktacji osadów kredowych
	infiltracyjny	pliocen i czwartorzęd	ląd intensywnie erodowany, rozwój sieci rzecznej; akumulacja osadów fluwioglacjalnych i intensywna erozja w interglacjalach; powstanie Bałtyku w holocenie	wymiana wód podziemnych wskutek infiltracji i przesączania wód powierzchniowych; okresowy rozwój wiecznej zmarzliny; transgresje morskie na obszarze Żuław

górną kredę do holocenu, można określić wymianę wód podziemnych występujących w analizowanych warstwach. Pierwotne synsedymacyjne wody pochodzenia morskiego zostały wielokrotnie wymienione przez wody infiltrujące z powierzchni już w końcu trzeciorzędu. Obecnie wymiana wód odbywa się poprzez infiltrację i przesączanie przez warstwy czwartorzędu i trzeciorzędu w strefie zasilania na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego (rzędne zwierciadła ustalonego do 150 m n.p.m.), do strefy drenażu obejmującej: meander kaszubski, taras nadmorski, Zatokę Gdańską i Żuławy. Południkowa oś Żuław Wiślanych – w przybliżeniu wyznaczona przez koryto Wisły – odpowiada granicy dwóch strumieni wód podziemnych. Jeden z nich skierowany jest od wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, drugi natomiast od Wysoczyzny Elbląskiej i Pojezierza Iławskiego.

Maksymalne natężenie odpływu podziemnego w utworach kredy ma miejsce wzdłuż krawędzi morfologicznej na odcinku Sopot – Gdańsk. Na południe od Pruszcza Gd. przepływ podziemny jest coraz mniejszy (A. Sadurski, 1984).

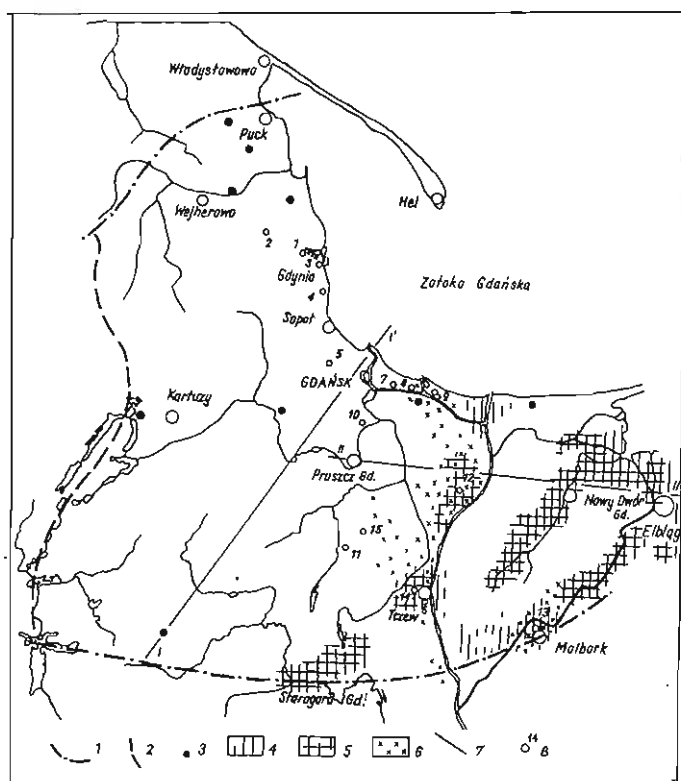


Fig. 1. Szkic sytuacyjny gdańskiego basenu górnokredowego
Location sketch map of the Gdańsk Upper Cretaceous Basin

1 - granice zasięgu serii piaszczystej; 2 - granice jednostki hydrodynamicznej w rejonie Gdańska; 3 - lokalizacja głębokich otworów wiertniczych; 4 - wody kredowe zawierające jony chlorkowe: 4 - od 100 do 300 mg/dm³, 5 - > 300 mg/dm³; 6 - wody kredowe zawierające jony fluorowe w ilości > 1.5 mg/dm³; 7 - lokalizacja schematycznych przekrojów hydrochemicznych; 8 - miejsca poboru próbek wody

1 - extent of sandy series; 2 - boundaries of hydrodynamic unit in Gdańsk region; 3 - location of deep borings; 4 - Cretaceous waters with concentration of Cl⁻ ions; 4 - from 100 to 300 mg/dm³, 5 - over 300 mg/dm³; 6 - Cretaceous waters with concentration of F⁻ ions over 1.5 mg/dm³; 7 - location of sketch hydrochemical cross-sections; 8 - sampled points

W stropie osadów kredy, w spękaniach, szczelinach i lokalnie w piaszczystych przewarstwiowaniach występują wody podziemne będące w więzi hydraulicznej z poziomami wodonośnymi trzeciorzędu i czwartorzędu. Wody tego poziomu eksploatowane są głównie na Żuławach. Nie stanowią one odrębnego systemu wodonośnego o zasięgu regionalnym.

HYDROCHEMIA BASENU GÓRNOKREDOWEGO

Wody podziemne podłoża kredy były opróbowywane w trakcie głębiania otworów wiertniczych Instytutu Geologicznego (L. Bojarski, 1976, 1978; Z. Płochniewski, 1974, 1977). Na praktycznie bezwodnym krystaliniku znajdują się utwory kambry, ordowiku i syluru, z których uzyskano niewielkie dopływy solanek typu Cl-Na o mineralizacji > 100 g/dm³. Tego samego typu wody zmineralizowane spotykane są sporadycznie w warstwach permu. Na uwagę zasługuje podwyższona w nich zawartość jonu SO₄²⁻.

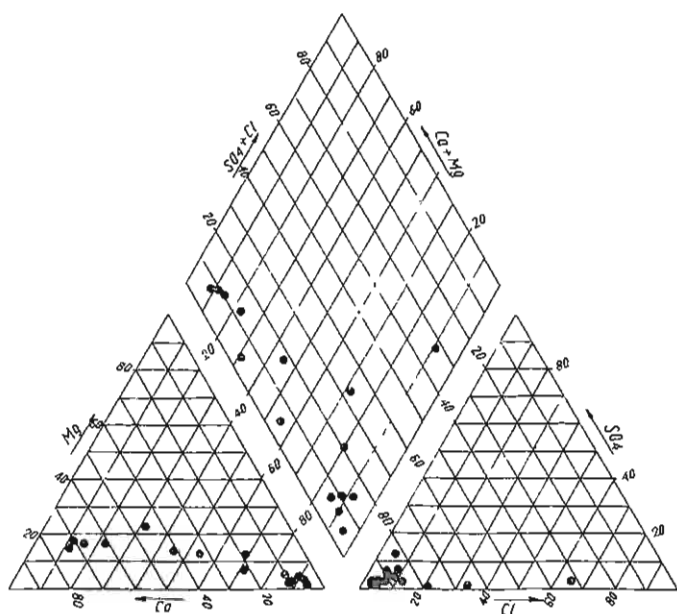


Fig. 2. Diagram klasyfikacji chemicznej Pipera
 The Piper diagram of chemical classification
 Miejsca poboru próbek wody (1–15) podano na fig. 1
 Sampled points (numbered 1–15) as given in Fig. 1

W piaskowcach triasu występują na całym analizowanym obszarze solanki chlorkowo-sodowe. Otwory w Sopocie, Gdańsku i Krynicy Morskiej wskazują na duże ich zasoby, które mogą być eksploatowane przy samowypływie. Ciśnienia złożowe przekraczają tu ciśnienia hydrostatyczne, zwłaszcza w centralnej partii syneklizy perybałtyckiej (L. Bojarski, 1976). Mineralizacja wód tego piętra, określona na podstawie analizy próbek z otworów w Kościerzynie, Pastęku, Krynicy Morskiej, Gdańsku i Sopocie, wynosi 40–60 g/dm³.

W utworach jury i dolnej kredy występują wody zmineralizowane typu Cl–Ca, według klasyfikacji genetycznej Sulina (L. Bojarski, 1976). W profilu pionowym ich mineralizacja zmienia się wyraźnie od ok. 50 g/dm³ (spąg jury, Bytów) do ok. 35 g/dm³ (strop jury, Kościerzyna) i ok. 5 g/dm³ (dolna kreda, Jastarnia). Wody te zawierają w dużych stężeniach jony bromkowe i jodkowe.

WODY PODZIEMNE W UTWORACH GÓRNEJ KREDY

Opróbowanie hydrogeologiczne górnej kredy w rejonie Gdańska dotyczy pasa obniżen nadmorskich i krawędzi wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego, od Rumii przez Gdynię, Sopot, Gdańsk, Żuławy do Niziny Walichnowskiej na południu. Skład chemiczny wód kredowych wysoczyzny jest znany z kilku zaledwie otworów. Ogółem do oceny jakości tych wód wykorzystano wyniki analiz z ponad 150 punktów, zarówno z poziomu wód szczelinowych partii stropowej kredy, jak i z serii piaszczystej basenu artezyjskiego. Wyniki te pozwalają na wyznaczenie zmian w stężeniach głównych jonów oraz na wydzielenie typów wód w basenie górnokredowym. Na całym rozpatrywanym obszarze stwierdzono wody o niskiej mineralizacji od 220 do 500 mg/dm³, z wyjątkiem strefy od Starogardu Gd. przez

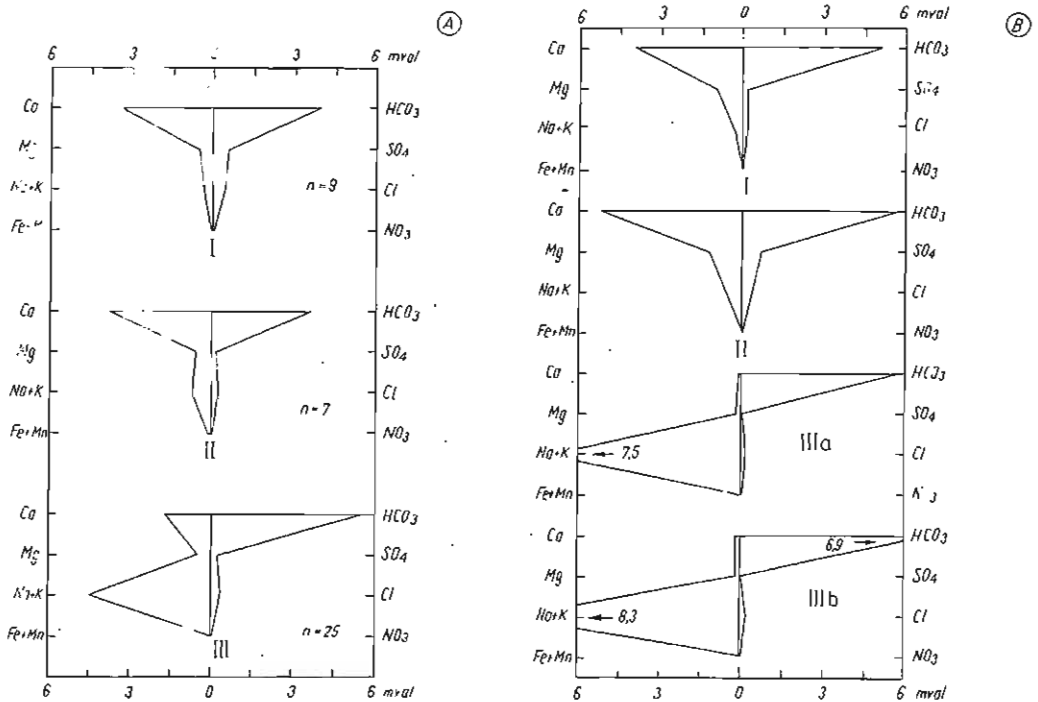


Fig. 3. Wykresy zmian stężenia głównych jonów w profilu pionowym w obszarze zasilania basenu gdańskiego

Graphs of major changes in concentration of ions in the vertical in recharge area of the Gdańsk Basin

A – średnie stężenia obliczone według n -próbek oddzielnie dla każdego piętra hydrogeologicznego: I – wody czwartorzędowe strefy zasilania, II – wody trzeciorzędowe strefy zasilania, III – wody kredowe; B – stężenie głównych jonów w próbkach z otworów IG w Żeliszewkach: I – wody czwartorzędowe, II – wody trzeciorzędowe, III – wody kredowe: a – szczelinowe, b – porowe

A – mean values of concentration, calculated on the basis of n -series of samples for each region, separately: I – Quaternary waters in recharge area, II – Tertiary waters in recharge area, III – Cretaceous waters; B – concentration of major ions in samples from observation wells at Żeliszewki: I – Quaternary waters, II – Tertiary waters, III – Cretaceous waters: a – fissure, b – pore

Tczew, Długie Pole do Nowego Dworu Gd., gdzie lokalnie mineralizacja wód przekracza 1000 mg/dm^3 , a maksymalnie dochodzi do $3000-4500 \text{ mg/dm}^3$.

Wody opisywanego piętra charakteryzują się niską twardością, generalnie $0,5-1,5 \text{ mval/dm}^3$. Jednakże w centralnej części Żuław spotykane są wody szczelinowe o twardości ogólnej powyżej 5 mval/dm^3 . Twardość niewęglanowa wód pojawia się jedynie w centralnej partii Żuław i związana jest z wodami słonymi. Podobny rozkład w planie wykazuje zasadowość. Zasadowość ogólna przyjmuje wartości średnie $5-6,0 \text{ mval/dm}^3$, natomiast alkaliczna $4,5-5,5 \text{ mval/dm}^3$. Na Żuławach można spotkać wody szczelinowe o zasadowości ogólnej 10 mval/dm^3 . Największe różnice między zasadowością ogólną i twardością ogólną, rozumianą jako zasadowość alkaliczna, wynoszą $7-8 \text{ mval/dm}^3$ w wodach szczelinowych stropowej części kredy na Żuławach.

Jony azotanowe i azotynowe występują w śladowych ilościach lub są praktycznie niewykrywalne. Na uwagę zasługuje wyjątkowo niska zawartość jonów SO_4^{2-} . Dominują stężenia $10-20 \text{ mg/dm}^3$, chociaż spotykane są miejsca, w których ilości siarczanów są śladowe. Żelazo i mangan w wodach kredowych występują zasad-

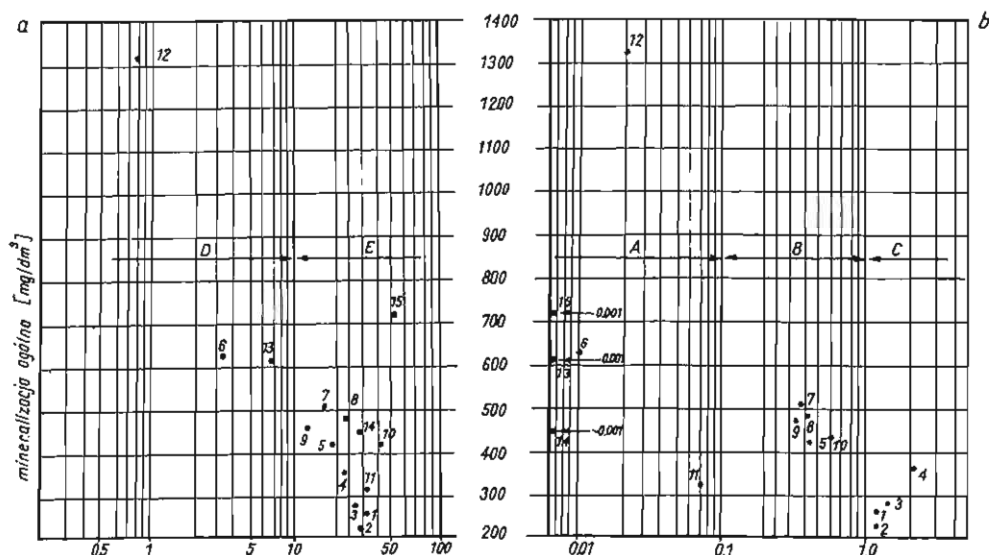


Fig. 4. Rozkład wskaźników hydrochemicznych w funkcji mineralizacji wód kredowych
Distribution of hydrochemical indices in function of total mineralization of Cretaceous waters

a – wskaźnik wodorowęglanowy; b – wskaźnik siarczanowo-chlorkowy; A – południowy obszar basenu, strefa utrudnionej wymiany; B – centralny obszar basenu; C – północny obszar basenu, strefa intensywnej wymiany; D – wody kredowe o zawartości jonu Cl^- > 300 mg/dm^3 ; E – wody kredowe o zawartości jonu Cl^- > 100 mg/dm^3
a – chloride-hydrocarbonate index; b – chloride-sulfate index; A – zone of impeded water circulation, southern part of the basin; B – central part of the basin; C – zone of intense water circulation, northern part of the basin; D – Cretaceous waters with Cl^- ion concentration over 300 mg/dm^3 ; E – Cretaceous water with Cl^- ion concentration below 100 mg/dm^3

nico w ilościach śladowych. Znaczne ilości żelaza – ponad $1,5$ mg/dm^3 – spotyka się w wodach szczelinowych, zwłaszcza w centralnej partii Żuław.

Stężenia głównych kationów są bardzo zróżnicowane i w przypadku wód serii piaszczystej wynoszą (w mg/dm^3); Ca^{2+} $3,2-66,5$, Na^+ $8,9-487$, K^+ $2,9-18,8$ i Mg^{2+} $0,49-18,7$.

Szczególne zróżnicowane stężenia wykazują w basenie gdańskim jony chlorkowe – od kilku mg/dm^3 w części północnej i centralnej, do kilku tysięcy mg/dm^3 w części południowej i na Żuławach. Najlepiej udokumentowany jest zasięg wód słonych na Żuławach (T. Agopsowicz, Z. Pazdro, 1964; B. Kozerski, A. Kwaternikiewicz, 1984). Stwierdzono je w okolicach Długiego Pola, Nowego Stawu i Nowego Dworu Gd. (fig. 1), a ponadto w głębszych otworach wiertniczych w Malborku, Elblągu, Tczewie i Malinowie, gdzie na głęb. 200 m natrafiono na wody o zawartości Cl^- 420 mg/dm^3 .

Stężenie jonu chlorkowego > 100 mg/dm^3 w wodach basenu gdańskiego na Żuławach wskazuje na inwersję hydrochemiczną. Wody o podwyższonej koncentracji Cl^- występujące w stropie kredy mają większy zasięg niż słone wody niżejległej serii piaszczystej. Ponadto, jak wykazują ujęcia w Helenowie, Wiślince i Gajewie, stężenia jonów Cl^- maleją po kilku latach eksploatacji. Przykładem może tu być ujęcie w Steblewie, gdzie w 1969 r. wody zawierały 531 mg/dm^3 Cl^- , natomiast w 1978 r. już tylko ok. 110 mg/dm^3 .

W centralnej i południowej części Żuław występują wody o podwyższonej zawartości fluorków rzędu $2-4$ mg/dm^3 . Pierwsza informacja na temat zasięgu ich występowania w wodach utworów kredowych pochodzi już z pracy Z. Geschwind, J. Jurkiewicz (1952). Strefa ta zwiększa się prawdopodobnie w ślad za rosnącą eksploatacją zbiornika.

Pod względem chemicznym opisywane wody można zaklasyfikować, według Szczukariewa, do wód dwu- i trzyjonowych. W strefie brzeżnej, północno-zachodniej, do Sopotu włącznie, występują wody $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$, a w centralnej, od Oliwy do Sobieszewa i Pruszcza Gd., wody $\text{HCO}_3 - \text{Na}$ lub $\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{Na}$. Słone wody w osadach kredy mają odmienny skład i dominują w nich jony $\text{Cl} - \text{HCO}_3 - \text{Na}$.

Zróznicowanie składu chemicznego wód basenu w strefach: północno-zachodniej (ujęcie w Rumii), centralnej (ujęcie w Gdańsku – Lipcach) i południowo-wschodniej (słone wody w otworze wiertniczym w Długim Polu) w zapisie Kurłowa przedstawia się następująco:

$$\begin{array}{l}
 M^{0.23} \frac{\text{HCO}_3^{88} \text{SO}_4^6 \text{Cl}^5}{\text{Ca}^{66} \text{Mg}^{17} \text{Na}^{12}} T^9 \\
 M^{0.41} \frac{\text{HCO}_3^{93} \text{Cl}^4 \text{SO}_4^2}{\text{Na}^{54} \text{Ca}^{31} \text{Mg}^{13}} T^9 \\
 F^{1.5} M^{1.3} \frac{\text{Cl}^{67} \text{HCO}_3^{31} \text{SO}_4^2}{\text{Na}^{90} \text{Ca}^6 \text{Mg}^4} T^{9.5}
 \end{array}$$

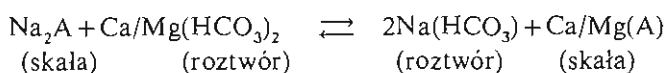
Na diagramie Pipera (fig. 2) podano wyniki 15 analiz reprezentatywnych próbek wód pobranych w 1975 r. Jak wynika z wykresów badane wody należą do typu $\text{HCO}_3 - \text{Na}$, według klasyfikacji Sulina. Odrębne miejsce zajmują jedynie próbki słonych wód kredowych.

ŚRODOWISKO HYDROCHEMICZNE

Na wysoczyźnie Pojezierza Kaszubskiego wody utworów kredowych są zasilane w wyniku przesączania się wód infiltrujących z powierzchni poprzez osady czwartorzędu i trzeciorzędu. Dla zobrazowania zmian składu chemicznego wód poszczególnych pięter zestawiono na wykresach średnie stężenie głównych jonów w obszarze zasilania oraz dla przykładu wyniki analiz z otworu w Żeliszawkach (fig. 3). Otwór ten znajduje się w strefie, gdzie odpływ podziemny z warstwy kredowej jest mały, natomiast długi jest czas kontaktu wody ze skałą. Efektem procesów fizykochemicznych takich jak: hydroliza, wymiana jonowa i rozpuszczanie, jest zmiana koncentracji jonów na pionowej drodze filtracji w wodach czwartorzędu i kredy (np. kationy wapnia zastępowane są przez kationy sodu). Stąd w wodach basenu gdańskiego, w strefie utrudnionej wymiany, występują wody $\text{HCO}_3 - \text{Na}$. Warstwy słabo przepuszczalne trzeciorzędu oraz ility i gliny zwałowe plejstocenu mogą być traktowane jako membrany osmotyczne dla przenoszonych substancji, czego wynikiem jest zapewne niska mineralizacja wód opisywanego piętra (K.E. Vanlier i in., 1973).

Zgodnie z poglądami przedstawionymi w pracy Vu Ngoc-Ky i in. (1981), zmianę typu wód na drodze filtracji można wiązać z reakcjami wymiennymi między kationami zawartymi w kompleksie sorpcyjnym osadów ility a kationami wód. Według cytowanych autorów energia wymiany rośnie wraz ze wzrostem wartościowości kationów i ich promieniem jonowym oraz ze wzrostem stężenia rozpuszczonych substancji. Jej natężenie zależy także od składu mineralnego warstw filtrujących.

Reakcje wymiany jonowej można w rozpatrywanym przypadku przedstawić według H.W. Lehmana (1975) następująco:



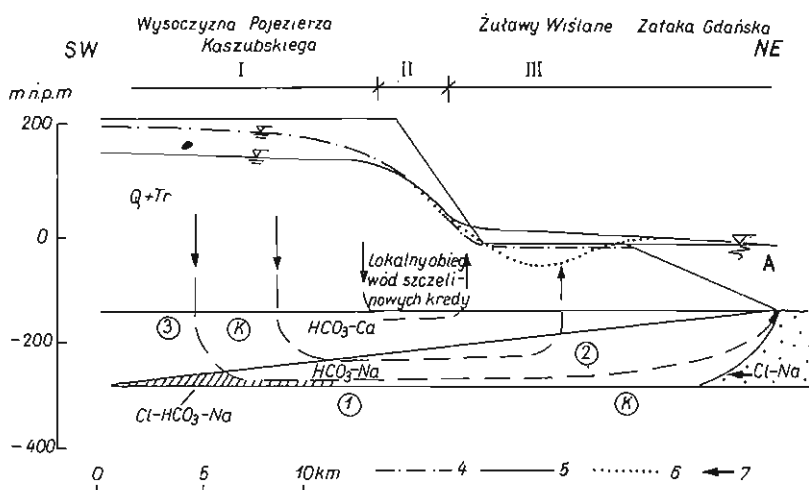


Fig. 5. Schematyczny przekrój hydrochemiczny I-I'

Sketch hydrochemical section I-I'

Strefy: I – zasilania, II – tranzytu (prześciowa), III – drenażu; K – kreda: 1 – seria mulowcowo-iłasta, 2 – wodonośna seria piaszczysta, 3 – seria węglanowo-krzemionkowa; Q+Tr – trzeciorzęd i czwartorzęd; 4 – zwierciadło wód w utworach czwartorzędowych; 5 – pierwotne zwierciadło wód w utworach kredowych; 6 – lej depresji; 7 – ingresja; A – wody morskie; strzałki oznaczają kierunki przepływu wód podziemnych

Zoncs: 1 – recharge, 2 – transit (intermediate), III – drainage; K – Cretaceous: 1 – mudstone-clay series; 2 – water-bearing sandy series, 3 – carbonate-siliceous series; Q+Tr – Tertiary and Quaternary; 4 – water table in Quaternary sediments; 5 – original piezometric surface in Cretaceous aquifer; 6 – depressional cone; 7 – ingression; A – sea water; arrowheads indicate direction of groundwater flow

W ten sposób można tłumaczyć redukcję koncentracji jonów wapnia i magnezu. Źródłem sodu są zapewne minerały powstałe w środowisku morskim w osadach ilastych. Spadek stężenia siarczanów na pionowej drodze filtracji jest prawdopodobnie wynikiem ich redukcji w warunkach beztlenowych wobec węgla organicznego, który występuje powszechnie w warstwach kenozoiku w strefie zasilania basenu.

WSKAŹNIKI HYDROCHEMICZNE

W przypadku wód kredowych obliczenia wskaźników hydrochemicznych przeprowadzono dla uchwycenia różnic w ich składzie chemicznym oraz dla oceny tempa ich wymiany.

Wskaźnik sodowo-chlorkowy badanych wód we wszystkich przypadkach przekracza 1, mieszcząc się w przedziale 1,33–14,62.

Wskaźnik siarczanowy, oznaczony tu jako iloraz rSO_4/rCl , przedstawiono na fig. 4. Można zauważyć prawidłowość jego rozkładu. Wartości $<0,1$ dotyczą wód starszych o podwyższonej mineralizacji, strefy utrudnionej wymiany, zaś wartości >1 – strefy północno-zachodniej, o intensywnym odpływie podziemnym.

Duże zróżnicowanie wykazują badane wody w świetle wskaźnika Cl^-/Br^- zawartego w przedziale 89,1–29000. Najwyższe jego wartości są charakterystyczne dla strefy południowej basenu i centralnej partii Żuław, tj. obszaru o podwyższonym zasoleniu i powolnej wymianie.

Wskaźnik HCO_3^-/Cl^- w funkcji mineralizacji ogólnej wód kredowych podano na fig. 4. Jego wartości <10 dotyczą wód starszych, słonych lub słonawych.

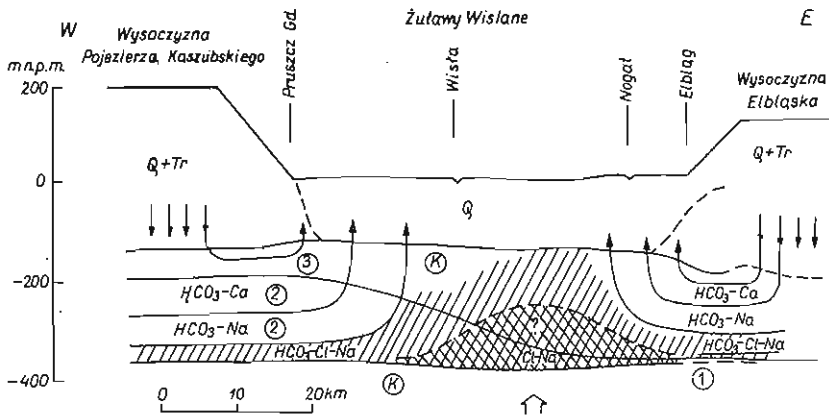


Fig. 6. Schematyczny przekrój hydrochemiczny II-II'

Sketch hydrochemical cross-section II-II'

Objasnienia jak na fig. 5

Explanations as given in Fig. 5

Czulym wskaźnikiem ilustrującym tempo wymiany wód podziemnych w basenie jest iloraz Na/K . W strefie na północny zachód od Sopotu przyjmuje on wartości 2,4–6,0. Im trudniejsze są warunki wymiany, tym wskaźnik ten jest wyższy. W strefie południowej – okolica Malborka–Tczewa i na Żuławach – przekracza on 20.

Na podstawie zmian składu chemicznego, wskaźników hydrochemicznych i dróg obiegu wód można określić strefowe zróżnicowanie jakości wód gdańskiego basenu górnokredowego. Jest ono bezpośrednio związane z dynamiką wód podziemnych. Na schematycznych przekrojach (fig. 5, 6) przedstawiono typy wód nałożone na strumienie przepływu podziemnego w warunkach naturalnych. Jakość wód zmienia się w profilu pionowym zgodnie ze spadkiem prędkości przepływu wód podziemnych. Wody najsilniej zmineralizowane, podlegające powolnej wymianie, znajdują się wzdłuż południowej granicy basenu i na Żuławach. Eksploatacja basenu wywołała rozległy lej depresyjny i dopływ starszych wód typu HCO_3-Na od spągu warstwy wodonośnej. Pogląd ten potwierdza wzrost stężenia jonów fluorkowych, które zwykle towarzyszą wodom tego typu (S.R. Krainov, N.G. Petrova, 1979). Według wymienionych autorów wzrost stężenia jonów OH^- powoduje uwalnianie jonów F^- ze związków kompleksowych systemu: $F^- - Si^4-$, Al^3- , Fe^3- , Ca^{2-} i Mg^{2-} . Wyrazem tego jest wzrost ilorazu $Na+K/Ca$ i pH. Przykłady wielu basenów wskazują na związek między strefami utrudnionej wymiany wiekiem wód i wzrostem stężenia jonów fluorkowych.

Na podstawie znanej średniej prędkości przepływu wód kredowych w strefie tranzytu (przejściowej) oraz obliczonej objętości wód wolnych basenu średni czas wymiany analizowanych wód wynosi ok. 2000 lat (A. Sadurski, 1977). Biorąc pod uwagę odpływ podziemny i średnią mineralizację wód basenu, transport rozpuszczonych substancji w strumieniu wód kredowych można oszacować na ok. 17 tys. t w skali rocznej.

Składniki właściwe wodom synsedymencyjnym zostały wyplukane wraz z nimi w minionych epokach. Jeżeli weźmiemy pod uwagę ewolucję paleohydrogeologiczną basenu (tab. 2), to wody infiltracyjne w osadach koniak, santonu i kampanu zostały wymienione wiele razy (A. Sadurski, 1977). Trudno jednakże wykluczyć

możliwość „wyciskania” uwieczonych w porach skał wód reliktowych, wskutek kompaktacji i redukcji porowatości osadów. Czynnikiem mobilizującym wody reliktowe jest zapewne akumulacja osadów czwartorzędowych lub naprężenia tektoniczne. Proces elizyjnego uwalniania wód reliktowych powinien zachodzić głównie wzdłuż południowej granicy basenu, której odpowiada strefa marginalna syneklizy perybałtyckiej i niecki brzeżnej. Z tego kierunku mogą dopływać do basenu reliktowe wody morskie typu Cl–Na. Do wyjaśnienia pozostaje geneza wód słonych na Żuławach. Według poglądów E. Schroedtera (1931) i T. Agopsowicz, Z. Pazdry (1964), źródłem słonych wód jest tu ascencja solanek z warstw dolnego mezozoiku i permu. Jak wskazano w niniejszym artykule, centralne partie Żuław leżą na granicy dwu strumieni wód w basenie kredowym (fig. 6), co powoduje powstanie w spągowej partii warstwy praktycznie wyłączonych z obiegu wód podziemnych. Spadki hydrauliczne powierzchni piezometrycznej kredy w tym obszarze dążą do zera.

W stropowej warstwie kredy – poziom wód szczelinowych – wody słone mogą być lokalnie reliktem transgresji morskich w czwartorzędzie, np. morza eemskiego. Potwierdza to możliwość szybkiego „wysłodzenia” warstwy (ujęcie w Steblewie).

Jak wynika z przedstawionych poglądów, geneza słonych wód w osadach kredy jest zróżnicowana. Obecnie pod wpływem eksploatacji zostały miejscami odwrócone kierunki przepływu wód wzdłuż północnych granic basenu górnokredowego. Dotyczy to zwłaszcza Mierzei Helskiej i brzegu Zatoki Gdańskiej. W następstwie wytworzonego przez eksploatację regionalnego leja depresji do rzędnej 10 m p.p.m. granica słonych (morskich) i słodkich (podziemnych) wód, biegnąca pierwotnie w Zatoce Gdańskiej, przemieszcza się w warstwach wodonośnych w stronę lądu w wyniku odwrócenia kierunku przepływu wód podziemnych. Wzdłuż północnej granicy basenu pod akwenem Zatoki Gdańskiej na odcinku Trójmiasta ma miejsce ingresja (wdzieranie się) wód morskich do serii górnokredowej.

Rozwiązanie powyższych kwestii będzie możliwe na podstawie wyników badań geofizycznych i analiz izotopowych wód kredowych, a także dokładnej oceny dynamiki wód basenu gdańskiego.

Wydział Hydrotechniki
Politechniki Gdańskiej
Gdańsk – Wrzeszcz, ul. Majakowskiego 11
Nadesłano dnia 23 marca 1984 r.

PIŚMIENNICTWO

- AGOPSOWICZ T., PAZDRO Z. (1964) – Zasolenie wód kredowych na Niżu Polskim. Zesz. Nauk. PG., 49a, p. 99–101.
- BOJARSKI L. (1976) – Charakterystyka warunków hydrochemicznych i hydrodynamicznych w utworach mezozoiku. W: Warunki występowania nagromadzeń węglowodorów w utworach mezozoiku Niżu Polskiego. I.G. Materiały, p. 29–132. Warszawa.
- BOJARSKI L. (1978) – Solanki paleozoiku i mezozoiku w syneklizie perybałtyckiej. Pr. Inst. Geol., 88.
- GESCHWIND Z., JURKIEWICZ J. (1952) – Fluor w wodach województwa gdańskiego. Gaz. Woda, 4, p. 116–119.

- JASKOWIAK M. (1966) – Die Oberkreide in Nordpolen. Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss., R. A. 11, p. 695–701, nr 6.
- KOZERSKI B., DOWGIAŁŁO J., GRZEŚKOWIAK J., SADURSKI A. (1975) – Studium jakości i genezy wód kredowego piętra wodonośnego w rejonie Gdańska. Arch. PGd. Gdańsk.
- KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A. (1984) – Strefowość zasolenia wód podziemnych a ich dynamika w delcie Wisły. Arch. Hydrotechn., 31, nr 4.
- KRAINOV S.R., PETROVA N.G. (1979) – Fluorine-bearing ground waters as a result of the interaction in the system water-rock. Proc. Conf. Hydrogeochemistry of mineralized waters, Cieplice Spa, 31, p. 109–115, nr 4.
- LEHMANN H.W. (1975) – Zur Diagnostisierung des Einflusses mineralisierter Tiefenwasser auf Süßwasserhorizonte am Beispiel des salzstockes Sperenberg. Zeit. Ang. Geol., 4, p. 168–171.
- PAZDRO Z. (1958) – Wody podziemne regionu gdańskiego. Prz. Geol., 6, p. 241–244, nr 6.
- PŁOCHNIEWSKI Z. (1974) – Wody mineralne w Sopocie. Prz. Geol., 22, p. 315–319, nr 7.
- PŁOCHNIEWSKI Z. (1977) – Możliwości wykorzystania wód mineralnych do celów leczniczych w woj. gdańskim. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, 21, p. 311–322.
- SADURSKI A. (1977) – Studium zasobów kredowego piętra wodonośnego w rejonie Gdańska w świetle metod paleohydrogeologicznych. Arch. PGd. Gdańsk.
- SADURSKI A. (1984) – Zasoby wód podziemnych piętra kredowego w rejonie Trójmiasta. Techn. Poszuk. Geol., 23, p. 28–33, nr 3.
- SCHROEDTER E. (1931) – Die Salzhaltigen Grundwasser an der Weichselmündung – Geologische und chemische Untersuchungen. Danziger Statist. Mitteil., 13, nr 1.
- SONNTAG P. (1919) – Geologie von Westpreussen. Berlin.
- VANLIER K.E., WOOD W.W., BRUNETT J.O. (1973) – Water-supply development and management alternatives for Clinton, Eaton and Ingham Counties, Michigan. Geol. Surv. Water-supply Paper, 1969. Washington.
- VU NGOC-KY, SZCZEPAŃSKA J., SZCZEPAŃSKI A. (1981) – Rekonstrukcja warunków paleohydrochemicznych na podstawie składu kationów wymiennych w osadach ilastych. Kwart. Geol., 25, p. 199–213, nr 1.
- WAGNER R., POKORSKI J., DADLEZ R. (1980) – Paleotektonika basenu permu na Niżu Polskim. Kwart. Geol., 24, p. 553–569, nr 3.

Андрей САДУРСКИ

ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ГДАŃСЬКА

Резюме

Подземные воды верхнемелового бассейна залегают в двух горизонтах. Первый из них местного распространения содержит воды в трещинных породах кровли мела, второй включает воды песчаной серии коньяка, сантона и камлана, образуя артезианский бассейн площадью 4000 км².

В осадках палеозоя и нижнего мезозоя минеральные воды относятся к типу Cl–Na вод, от верхнемеловых вод их отделяет толща илов мощностью 100–300 м. Подземные воды бассейна являются инфильтрационными. Их возраст, установленный по скорости циркуляции, достигает 2000 лет. В анализируемой структуре присутствуют воды различных типов: HCO₃–Ca, HCO₃–Na или их смесь. В южной зоне по линии Старогард Гданьский–Тчев–Новы Двур залегают также воды Cl–HCO₃–Na типа. В северной части бассейна залегают воды HCO₃–Na типа, минерализованные.

зация которых достигает 0,23—0,4 г/л. В центре бассейна растет концентрация ионов Na^+ , вероятно вследствие ионного обмена на путях инфильтрации через кайнозойские отложения в области питания. Вдоль южного борта бассейна пролегал зона затрудненного водообмена. Поэтому здесь минерализация увеличивается до нескольких г/л, а также растет концентрация ионов Cl^- , Na^+ , F^- . Меловые соленые воды расположены в зоне замедленного водообмена на пограничье двух встречных потоков, направленных с приозерных возвышенностей. Кроме известной гипотезы, касающейся асцензии нижнемезозойских рассолов, можно предположить, что на Жулавах в кровле мела могли сохраниться морские реликтовые воды четвертичных трансгрессий. Не исключено, что вдоль южного борта бассейна может происходить приток реликтовых вод, освобождаемых вследствие компакционного выжимания.

Andrzej SADURSKI

HYDROCHEMISTRY OF CRETACEOUS WATER-BEARING SYSTEM IN THE GDAŃSK REGION

Summary

In the Gdańsk region, groundwaters occur in sandy series of Coniacian, Santonian, and Maastrichtian (Cretaceous), forming an artesian basin 4,000 sq. km in area, and locally as fissure waters in an aquifer related to top part of the Mesozoic. Pre-Cretaceous rocks of the platform sedimentary cover yield mineralized waters of $\text{Cl}-\text{Na}$ type, separated from those of the Cretaceous aquifer by mudstone-clay series 100 to 300 m thick. Groundwaters of the Gdańsk Basin are of meteoric origin and contain substance dissolved during percolation through Cenozoic sediments. Their average age is estimated at about 2000 years on the basis of rates of exchange in the scale of the basin.

In the studied aquifer there were found waters of different types: HCO_3-Ca , HCO_3-Na , and their mixtures. Moreover, waters of $\text{Cl}-\text{HCO}_3-\text{Ca}$ type were found in southern zone of the basin, along the line Starogard Gd. — Tezew — Nowy Dwór Gd. In northern part of the basin, there occur HCO_3-Ca waters of low mineralization (0.23—0.4 g/dm³) and concentration of Na^+ ions increases towards the center of the basin, presumably in result of ion exchange in the course of percolation of the waters in recharge zone situated in the Casubian Lake District. Water exchange appears impeded at southern margin of the basin which leads to increase in their mineralization (locally up to a few g/dm³) and concentration of ions Cl^- , Na^+ , and F^- . Salt and brackish waters occur in the Cretaceous in the Vistula River delta, i.e. in zone of very slow flow or even stagnant waters, stretching along the contact of two reversely oriented groundwater streams flowing from higher situated lake regions. Local presence of salty water in the aquifer may be explained on the one hand in terms of the widely known hypothesis of brine ascension, and on the other — as due to endurance of relic waters of Quaternary marine transgression at the top of the Cretaceous in the Żuławy area. Moreover, there is also possible an influx of relic (syndimentary?) waters, released in result of compaction of Mesozoic sediments, along southern margin of the basin.