

UKD 556.313/.314:551.263.036(24:181)73" +001.4(438 + 100)

Witold WEIL

## O pionowej inwersji hydrogeochemicznej w basenach osadowych

Dokonano analizy dotychczasowych poglądów na genezę pionowej inwersji hydrogeochemicznej, zarówno pod kątem spadku mineralizacji, jak i zmian składu chemicznego wód ze wzrostem głębokości. Wydzielono pełną i częściową inwersję hydrogeochemiczną oraz przedstawiono podstawowe czynniki sprzyjające jej powstawaniu. Głębokość występowania i wyrazistość tego zjawiska zwiększa się stopniowo od obszarów objętych orogenezą alpejską do rejonów starszych fałdowań. W wielu basenach sedymentacyjnych na świecie obserwuje się wyraźną zależność między inwersją pionowej strefowości hydrogeochemicznej a obecnością złóż węglowodorów, co pozwala na uznanie zjawiska inwersji za regionalne, hydrogeologiczne kryterium poszukiwawcze. Omówiono charakter pionowej strefowości hydrogeochemicznej w kilku rejonach wydzielanych prowincji hydrogeologicznych w Polsce.

### OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA PIONOWEJ STREFOWOŚCI HYDROGEOCHEMICZNEJ

Istnienie pionowej strefowości hydrogeochemicznej w basenach sedymentacyjnych i zbiornikach artezyjskich jest prawidłowością ogólnie znaną i szeroko opisywaną w literaturze hydrogeologicznej. Badania chemicznych i fizycznych własności wód w górnej części podziemnej hydrosfery pozwoliły na wydzielenie kilku stref, różniących się między sobą hydrogeochemicznymi, hydrotermicznymi i biochemicznymi warunkami migracji różnych elementów chemicznych, które mogą zmieniać swój charakter w zależności od historii rozwoju i panujących układów hydrodynamicznych w obrębie dużych struktur hydrogeologicznych.

W większości basenów artezyjskich miąższość pokrywy osadowej wynosi zwykle 3-5 km, dochodząc jednak niekiedy do 10-18 km. W górnych częściach tych utworów występuje z reguły strefa wód słodkich o mineralizacji nie przekraczającej 1 g/l (niektórzy badacze jako wartość graniczną podają 2 g/l; A.S. Kleczkow-

ski, 1966), zwykle wodorowęglanowych o różnym składzie kationowym, z zaznaczającą się jednak przewagą jonu  $\text{Ca}^{2+}$ . Rozpuszczone gazy to przede wszystkim azot i tlen. Miąższość tej strefy waha się od dziesiątek do setek metrów (średnio 150–300 m).

W miarę wzrostu głębokości strefa wód słodkich przechodzi stopniowo w strefę wód słonych ( $M < 35$  g/l), których chemizm przyjmuje charakter bądź to siarczanowo-chlorkowy, bądź też wodorowęglanowo-chlorkowy, zwykle sodowy lub sodowo-wapniowy. Skład rozpuszczonych gazów jest bardzo różny i zmienny:  $\text{O}_2 - \text{CO}_2 - \text{N}_2 - \text{CH}_4$ , ze wzrastającą rolą  $\text{N}_2$  i  $\text{CH}_4$  w miarę zwiększania głębokości i osłabienia łączności z powierzchnią ziemi. Głębokość występowania wód słonych jest bardzo zmienna. Spotyka się je zarówno na głębokości kilkudziesięciu, przeważnie kilkuset metrów, ale również rzędu 2 km i więcej. W niektórych przypadkach, gdy sedimentacja osadów zachodziła w basenie słodkowodnym, omawiana strefa może nie występować lub być reprezentowana przez wody słonawe –  $M = 3 - 15$  g/l (I.K. Zajcew, 1968).

Poniżej, w głębszych partiach większości basenów sedimentacyjnych pojawia się strefa solanek o mineralizacji przekraczającej 35 g/l, dochodzącej niekiedy do 500 g/l. Są to głównie stare wody sedimentacyjne oraz kopalne infiltracyjne, określane niekiedy wspólną nazwą wód reliktowych, o charakterystycznym silnie przeobrażonym i zmienionym w stosunku do pierwotnego składzie chemicznym<sup>1</sup>, całkowicie odizolowane od powierzchni ziemi. Dominuje typ wody chlorkowo-wapniowej i chlorkowo-sodowo-wapniowej, a w składzie rozpuszczonych gazów przeważa metan, azot lub dwutlenek węgla.

Tak w największym skrócie można przedstawić podstawowe zasady i reguły zmienności mineralizacji i składu chemicznego wód w miarę wzrostu głębokości horyzontów wodonośnych. Niektórzy badacze (P.A. Dickey, 1966, 1969) nadali tej tendencji zasięg światowy, chociaż uznano, że nawet w skali regionalnej mogą występować zaburzenia tego zjawiska. Uważa się także, że prawidłowemu zwiększeniu mineralizacji towarzyszy stopniowa zmiana typów wód<sup>2</sup>:



Jednocześnie już od dawna w licznych profilach, zwłaszcza młodszych basenów osadowych, obserwowano anomalie hydrogeochemiczne polegające na tym, że w pewnych odcinkach profilu pionowego mineralizacja wzrastała szybciej, a w innych wolniej; niekiedy w powtarzających się cyklach narastała w sposób skokowy, nie wykazywała wzrostu lub wręcz malała (R.J. Dingman, E.E. Angino, 1969). Ten ostatni przypadek określa się mianem inwersji hydrogeochemicznej. Przyczyny tych zjawisk tłumaczone są rozmaicie. Główny nacisk w licznych publikacjach był położony na zagadnienie zmienności mineralizacji, podczas gdy wariacje składu chemicznego pozostawały jakby w cieniu. Wyjątek stanowi fundamentalna już praca I.I. Chebotarieva (1955) zawierająca interesujące rezultaty badań nad inwersją pionowej strefowości hydrogeochemicznej w Wielkim Basenie Australijskim, w której zwrócono szczególną uwagę na zmienność składu chemicznego wód z głębokością.

Na zakończenie należy wspomnieć o wprowadzonym przez M.E. Altowskiego (1958) podziale pionowej strefowości hydrogeochemicznej na dwa rodzaje. Pierwsza jest strefowością mierzona prostopadle do kompleksu osadowego i określana jako pionowa strefowość uławicenia, druga, obserwowana tylko

<sup>1</sup> Pod tym pojęciem autor rozumie wszelkie zmiany w składzie chemicznym wód, jakie wystąpiły w czasie ich przebywania w środowisku skalnym, niezależnie od ich pochodzenia. I.I. Chebotariev (1955) i liczni badacze radzieccy oazywiają te przemiany metamorfizmem, natomiast E.T. Degens i G.V. Chilingar (1967) stosują określenie diagenetyza wód, zastrzegając je wyłącznie dla przemian chemicznych, jakim podlegają wody reliktowe w czasie diagenety osadów.

<sup>2</sup> Symbole określają typy wód wydzielane w klasyfikacji W.A. Sulina.

w jednej warstwie wodonośnej zgodnie z jej zapadaniem, przyjmuje nazwę pionowej strefowości warstwowej. W tym rodzaju strefowości, zdaniem badacza radzieckiego, zachowuje swą prawdziwość reguła wzrostu mineralizacji wód z głębokością, natomiast przy rozpatrywaniu pionowej strefowości uławiczenia napotykałyśmy na wiele odchyleń.

## DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA GENEZĘ CHEMICZNEJ INWERSJI PODZIEMNEJ HYDROSFERY

W ostatnich latach, w związku z szybkim rozwojem naftowych prac poszukiwawczych i osiąganiem coraz większych głębokości penetracji pokrywy osadowej, badania hydrogeologiczne głębokich partii basenów w artezyjskich wkroczyły w nową fazę i uzyskały nową jakość. Stwierdzono, że inwersja mineralizacji wód głębinowych, a także bardzo często inwersja pionowej strefowości hydrogeochemicznej występują w większości basenów. Intensywność tych objawów jest różna w zależności od warunków geotektonicznych. W niektórych przypadkach zmniejszenie mineralizacji wód dochodzi do 15–10 g/l oraz nierzadko pojawia się stopniowa zmiana ich typu chemicznego od Cl–Ca poprzez Cl–Mg i Na–SO<sub>4</sub> do HCO<sub>3</sub>–Na, a więc w odwrotnym kierunku niż to stwierdzano w partiach wyższych. Jest to przypadek pełnej inwersji hydrogeochemicznej. Niekiedy spadek mineralizacji nie jest tak wyraźnie zarysowany, a nieznaczne zmiany chemizmu wód nie prowadzą do zmiany ich typu. Jest to inwersja częściowa.

Poczynione obserwacje pozwoliły na przedstawienie nowego podziału hydrogeologicznego, szczególnie młodych basenów artezyjskich, z punktu widzenia perspektyw ropogazoności. I.A. Łagunowa i L.N. Kapczenko (1981) ujmują to następująco:

A – górne piętro hydrogeologiczne – nieperspektywiczne dla poszukiwań ropy naftowej i gazu ziemnego;

B – dolne piętro hydrogeologiczne – potencjalnie perspektywiczne:

B-1 – poziom górny, w którym występują przeobrażone wody pogrzebane, silnie zmineralizowane, przeważnie typu Cl–Ca,

B-2 – poziom dolny, w którym występują na ogół tzw. głębinowe wody alkaliczne typu HCO<sub>3</sub>–Na o obniżonej mineralizacji, wyróżniające się na ogół specyficznym składem mikroelementów (B>J>Br), podwyższoną zawartością siarczanów, krzemionki i substancji organicznej; w gazowym składzie tych wód przeważa metan i dwutlenek węgla.

Obszary występowania głębinowych wód alkalicznych z reguły charakteryzują się podwyższonymi i suprahydrostatycznymi ciśnieniami złożowymi (W. Weil, 1982), niekiedy nawet dwukrotnie przewyższającymi warunki hydrostatyczne. I.A. Łagunowa (1979) oraz J.A. Jeżow (1978, 1981) zauważyli, że głębinowe wody alkaliczne koncentrują się przede wszystkim w basenach o niedawnej, intensywnej subsydencji sprzyjającej powstaniu serii osadowych o znacznych miąższościach, w strefach śródgórskich i przedgórzskich zapadlisk położonych w obrębie obszarów fałdowań alpejskich oraz w rejonach młodych platform. Ostatnie badania na terenie ZSRR ujawniły obecność na dużych głębokościach częściowej inwersji hydrogeochemicznej również w utworach paleozoicznych (zapadlisko dniewprowsko-donieckie i wołańsko-uralskie), szczególnie w strefach rozwoju ciśnień suprahydrostatycznych (fig. 1).

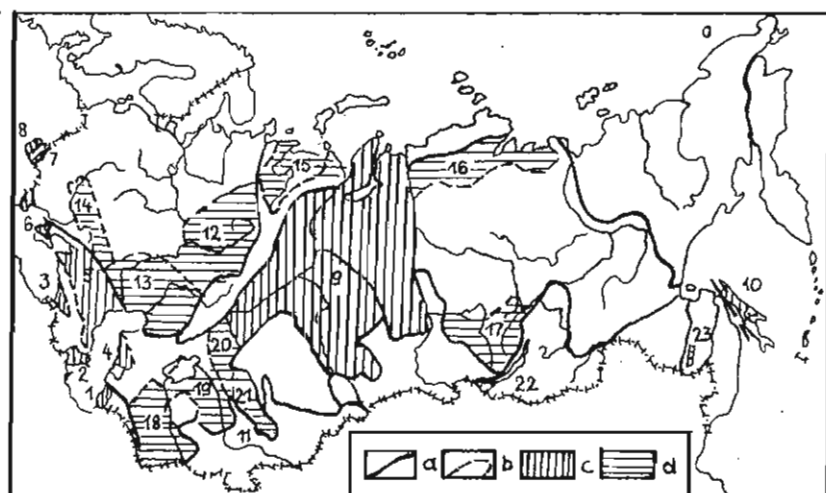


Fig. 1. Rozmieszczenie pełnej i częściowej inwersji hydrogeochemicznej w basenach artezjskich ZSRR (według J.A. Jeżowa, 1981)

Distribution of partial and complete hydrogeochemical inversions in artesian basins of the Soviet Union (after J.A. Jeżow 1981)

a – granice prowincji hydrogeologicznych I rzędu (według N.W. Rogowskiej); b – granice basenów artezjskich; c – baseny artezjskie, w których stwierdzono pełną inwersję hydrogeochemiczną: 1 – zachodnioturkmeński, 2 – kuryński, 3 – wschodnioczarnomorski, 4 – południowomangyżski, 5 – przedkaukaski, 6 – zachodniokrymski, 7 – przedkarpacki, 8 – zakarpaccy, 9 – zachodniosyberyjski, 10 – północnosachaliński, 11 – podtaszkiencki; d – baseny artezjskie, w których stwierdzono częściową inwersję hydrogeochemiczną: 12 – wołżańsko-uralski, 13 – nadkaspjski, 14 – dniewprowsko-doniecki, 15 – peczorski, 16 – chatangski, 17 – angaro-leński, 18 – amudarski, 19 – syrdarski, 20 – turgajski, 21 – czujsko-sarysujski, 22 – tunkiński, 23 – buriński

a – boundaries of ground-water provinces of 1st order (after N.W. Rogowska); b – boundaries of artesian basins; c – artesian basins in which the complete hydrogeochemical inversions have been proved: 1 – West-Turkmen, 2 – Kurynsky, 3 – East-Chernomorsky, 4 – South-Mangyshlakian, 5 – Pred-Caucasian, 6 – West-Crimean, 7 – Pri-Carpathian, 8 – Trans-Carpathian, 9 – West-Siberian, 10 – North-Sakhalinian, 11 – Pri-Tashkentky; d – artesian basins in which the partial hydrogeochemical inversions have been found: 12 – Volga-Uralian, 13 – Pricaspian, 14 – Dneprowo-Donetsky, 15 – Pechorian, 16 – Khatangian, 17 – Angara-Lensky, 18 – Amu-Daryan, 19 – Syr-Daryan, 20 – Turgai, 21 – Chu-Sarysui, 22 – Tunkinsky, 23 – Burensky

Głębokość strefy przejścia od wód typu  $\text{Cl}-\text{Ca}$  do  $\text{HCO}_3-\text{Na}$  zmienia się znacznie, nawet w obrębie jednego basenu artezjskiego, a nawet jednej struktury. M.Z. Raczyński (1970) wykazał, że w apszerońskim rejonie ropogazonośnym średnia głębokość położenia strefy przejściowej waha się od 730–860 m do 2725–4100 m, przy czym wyraźne zmiany mineralizacji wód w tej samej serii stratygraficznej występują często na nieznacznych odległościach (5–12 km). J.A. Jeżow (1978, 1981) podaje wiele innych przykładów występowania strefy przejściowej między różnymi poziomami hydrogeologicznymi. Dochodzi on również do konkluzji, że w dolnych partiach pokrywy osadowej leży specyficzna strefa wód sodowych, której strop w zależności od aktywności geotektonicznej, reżimu geotermicznego oraz miąższości, charakteru budowy i składu mineralnego serii osadowych, znajduje się na różnych głębokościach. Przedstawione w niniejszym artykule materiały świadczą jednoznacznie, że głębokość ta zwiększa się stopniowo od obszarów objętych orogenezą alpejską do starych rejonów fałdowych (fig. 1).

Nieco inny pogląd reprezentują I.A. Łagunowa i L.N. Kapczenko (1981), nie przyznając głębokim wodom alkalicznym charakteru regionalnego, a ograniczając ich występowanie jedynie do wydzielonych stref.

Zagadnienie genezy głębinowych wód alkalicznych, warunkujących istnienie pełnej inwersji hydrogeochemicznej w wielu basenach osadowych, ma już dostatecznie długą historię. Pochodzenie tych wód wiązano początkowo ze współczesnym przenikaniem lub paleoinfiltracją wód atmosferycznych, powodujących wysłodzenie basenu sedymentacyjnego, i dalszym ich przeobrażeniem w warunkach redukcyjnych. Następne poglądy bazowały na różnorodnych procesach fizykochemicznych, takich jak: wymiana kationowa między wapniem wód słodkich lęgających skały węglanowe a zaadsorbowanym jonem sodu w skałach wodonośca, wyciskanie wód porowych z utworów ilastych przy wysokich ciśnieniach w głębinach, dehydratacja montmorillonitu w procesie przeobrażeń epigenetycznych, destylacja i kondensacja wód w warunkach w głębinach w obszarach ropogazonośnych, głębinowe ekshalacje parowo-gazowych fluidów składających się z wody w fazie płynnej i pary oraz z  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$  i  $\text{H}_2$ . Tym trzem ostatnim hipotezom przyjrzymy się szczegółowiej.

Przedstawiciele pierwszej grupy poglądów (A.A. Karcew, N.M. Kruglikow, L.N. Kapczenko, G.D. Ginsburg i in.) uważają mineralogiczne przeobrażenia skał ilastych za najwiarygodniejszy proces, umożliwiający powstanie wód o obniżonej mineralizacji w trakcie elizyjnego etapu rozwoju basenu. Szczególnie podatny na zmiany epigenetyczne montmorillonit ulega dehydratacji, co pociąga za sobą wydzielenie w porową przestrzeń skał wód „międzypakietowych”, których objętość może dochodzić do 10–15% pierwotnej objętości skał. Z uwagi na fakt, że wody te w momencie powstania są z pewnością niemal zupełnie słodkie, spowodowały one znaczne obniżenie mineralizacji wód sedymentacyjnych. Warunki i skala opisywanego procesu zależą w pierwszej kolejności od geotermicznego reżimu obszaru oraz budowy i składu mineralnego skał osadowych. Spowolnienie dehydratacji zachodzi w utworach ilastych o dużej miąższości, w przewarstwieniach tufogenicznych i w seriach bitumicznych (B.A. Lebediew i in., 1976).

Według I.A. Łagunowej (1979) w warunkach katagenetycznych i metamorficznych przeobrażeń skał wysłodzenie może być również związane z wodami powstałymi w rezultacie dehydratacji nie tylko szeregu montmorillonitowego, ale również zeolitów, wodorotlenków, gipsu oraz minerałów pochodzenia metamorficznego i magmatycznego.

Jednakże z pozycji dehydratacji skał ilastych trudno jest wyjaśnić cały szereg czynników nawet w obrębie regionalnego rozwoju głębinowych wód alkalicznych, do którego warunków przedstawiona hipoteza jest najbardziej przystosowana. Przede wszystkim nie w pełni wydaje się być wyjaśniony przebieg odwróconego kierunku przeobrażenia składu chemicznego wód. Sam proces ich wysładzania nie tłumaczy tego zjawiska.

Druga grupa poglądów (W.W. Kołodij, A.N. Nikanorow, L.N. Szalajew i in.) łączy powstawanie lokalnych inwersji hydrogeochemicznych z akumulacją bituminów. W myśl tej hipotezy, pionowej migracji węglowodorów ze stref wysokotemperaturowych w strefy niskotemperaturowe towarzyszy tworzenie się wód kondensacyjnych i uwolnionych. Skala tego zjawiska zależy od spadku ciśnienia i temperatury oraz szybkości drogi migracji fluidów (W.W. Kołodij, 1975). Najbardziej sprzyjające warunki istnieją przy migracji fluidów w basenach o dużej miąższości pokrywy osadowej.

Jednakże wysłodzenie wodami kondensacyjnymi może mieć bardzo ograniczone znaczenie, gdyż:

- objętość wód sedymentacyjnych i solanek jest niewspółmiernie większa w porównaniu z ilością wód mogących się wydzielić z migrujących fluidów;
- wody kondensacyjne i uwolnione charakteryzują się obniżoną mineralizacją

i bardzo różnorodnym składem geochemicznym, nie mogą więc powodować odwróconej „metamorfizacji” wód wgłębnych oraz regularnego wzrostu zawartości jonów  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{B}^{3-}$  i  $\text{J}^-$  z głębokością.

Przedstawicielem trzeciej grupy poglądów jest J.A. Jeżow (1981), który wychodząc z założenia o powszechnym występowaniu pełnej inwersji hydrogeochemicznej na obszarach kontynentów przenosi jej rozwój na znaczne głębokości, rzędu 8–10 km. W większości basenów artezyjskich z prekambryjskim fundamentem, na tych głębokościach leżą skały magmowe lub metamorficzne, w których możliwy jest rozwój wód typu sodowego. O istnieniu takich wód w skałach prekambriu świadczą rezultaty uzyskane ostatnio dzięki realizacji supergłębokich otworów wiertniczych. W basenie wołżańsko-uralskim z głębokości 2100–3000 m ze skał krystalicznych uzyskano przyływ wody wodorowęglanowo-sodowej zawierającej 70–98% rozpuszczonego wolnego  $\text{CO}_2$  (F.A. Aleksiejew i in., 1971). Wstępne informacje hydrogeologiczne uzyskane z otworu Kolskaja-1, realizowanego obecnie na Półwyspie Kolskim, świadczą o występowaniu w skałach krystalicznych (granitach) na głębokości poniżej 5000 m znacznych ilości roztworów wodnych o wysokiej zawartości jonów  $\text{Cl}^-$  i  $\text{HCO}_3^-$  oraz rozpuszczonego  $\text{CO}_2$  i He. W tych warunkach źródłem wysładzania i zmian składu chemicznego wód wydają się być wdzierające się z dużych głębokości, wzdłuż rozłamów wgłębnych, wspomniane fluidy parowo-gazowe. Współdziałając po drodze z otaczającymi skałami, roztwory te przyjmują charakter wodorowęglanowo-sodowy.

E.W. Posochow (1969, 1975) za jeden z ważniejszych procesów powstawania jonów sodu uważa chemiczne wietrzenie przede wszystkim kwaśnych plagioklazów pod wpływem wody i dwutlenku węgla oraz wypieranie jonów  $\text{Na}^+$  z sieci krystalicznej minerałów przez jony wodoru.

W myśl ostatniej hipotezy, inwersję pionowej strefowości hydrogeochemicznej w podziemnej hydrosferze można interpretować jako efekt wzajemnego oddziaływania słabo zmineralizowanych wód sodowych z pogrzebanymi solankami sedymentacyjnymi lub paleoinfiltracyjnymi typu  $\text{Cl}-\text{Ca}$ . Stężone solanki, na skutek gęstościowej konwekcji, mają tendencję do strumieniowo-grawitacyjnego przepływu w niższejległe horyzonty. Zjawisko to zachodzi najintensywniej w strefach wgłębnych rozłamów tektonicznych.

Obecnie większość badaczy (N.W. Kruglikow, O.W. Rawdonikas, E.F. Stankiewicz, L.N. Kapczenko i in.) za główny czynnik powstawania wód typu  $\text{HCO}_3^- - \text{Na}$  uważa przekształcenie rozproszonej w skale substancji organicznej, w różnych stadiach jej przeobrażenia. W polskiej literaturze hydrogeologicznej problem ten został po raz pierwszy naświetlony przez S. Kotlickiego (1971), w trakcie analizy chemizmu wód wgłębnych niecki miechowskiej. W wielu profilach hydrogeochemicznych stwierdził on inwersję polegającą przede wszystkim na obniżeniu mineralizacji wód. Zdaniem S. Kotlickiego (1971) obecność w niektórych obszarach bogatych w bituminy rozproszone lub zakumulowanych w formie złóż anomalii profilu hydrogeochemicznego w postaci inwersji mineralizacji dowodzi występowania jakiegoś procesu demineralizacji wody w warunkach wgłębnych, a więc szczególnego procesu wtórnego przeobrażenia wody. Proces ten należy wiązać z epigenetycznymi lub nawet hipergenicznymi przemianami bituminów i z ich bezpośrednim wpływem na chemizm wód. Za główny przejaw tego wpływu S. Kotlicki uważa redukcję siarczanów w wodach wgłębnych, w wyniku czego następuje wzbogacenie wód w jony  $\text{HCO}_3^-$  oraz dwutlenek węgla, co z kolei sprzyja reakcjom wymiany jonowej. Końcowym produktem rozlicznych reakcji redukcyjno-utleniających jest również woda chemicznie czysta, gdyż powstała w wyniku reakcji chemicznych, którą określa się nazwą wody „syntetycznej” lub „hemogenicznej”. Jednakże,

jak przyznaje ten badacz, „... przy obecnym stanie wiedzy na ten temat, trudno jest określić z całą stanowczością ilość wody jaka może w ten sposób powstać ...”.

Wpływ substancji organicznej na przeobrażenie składu chemicznego wód ilowych we współczesnych basenach osadowych był ostatnio analizowany przez T.W. Lewszenkę (1981). W rezultacie przeprowadzonych badań stwierdzono ścisłą zależność między stopniem przeobrażenia tych wód a intensywnością generacji metanu w osadzie. Powstawanie wód ilowych typu  $\text{SO}_4 - \text{Na}$ , a szczególnie  $\text{HCO}_3 - \text{Na}$ , zaobserwowano w osadach o wysokiej koncentracji metanu. Zdaniem T.W. Lewszenki obecność znacznych ilości substancji organicznej skoncentrowanej w ile sapropelowym prowadzi do procesu „odwróconej metamorfizacji” wód ilowych, co jest związane ze zmniejszeniem zawartości jonów  $\text{Ca}^{2+}$  i  $\text{K}^+$  w roztworze. Przyczyn tego zjawiska należy doszukiwać się w składzie chemicznym substancji organicznej oraz w ogromnych możliwościach pojemności wymiany jonowej organicznego kompleksu sorbcyjnego. Rozkład substancji organicznej w procesie diagenety, połączony z wydzielaniem wolnego  $\text{CO}_2$ , prowadzi do aktywizacji procesów wymiany jonowej w osadach, a w rezultacie tych dwóch zjawisk zachodzi głęboka „odwrócona metamorfizacja” wód ilowych.

Wielu badaczy uważa, że powstanie znacznych ilości dwutlenku węgla zachodzi głównie we wczesnych stadiach diagenety osadu. W miarę wzrostu temperatury i ciśnienia, skład gazu ulega regularnym zmianom — wzrasta zawartość węglowodorów a maleje dwutlenku węgla. Dlatego też generę  $\text{CO}_2$  w głębokich strefach pokrywy osadowej należy wiązać z innymi procesami. Według I.A. Łagunowej (1979) najwiarygodniejszym źródłem wydaje się być zjawisko rozwoju regionalnej metamorfizacji, któremu towarzyszy powstanie znacznych ilości takich lotnych składników, jak  $\text{H}_2\text{O}$  i  $\text{CO}_2$ . Autorka ta przytaczając wyniki badań M.G. Kisina i S.I. Pachomowa twierdzi, że generacja znacznych ilości dwutlenku węgla zachodzi na skutek procesów hydrolizy i termicznej dysocjacji węglanów. Temperatura tych reakcji może osiągać nawet 500–800°C, co praktycznie wyklucza udział substancji organicznej.

W pracy W.N. Korcensztejna i in. (1972), będącego zwolennikiem magmatycznego pochodzenia  $\text{CO}_2$ , podano, że koncentracja dwutlenku węgla w najniższych partiach zapadliska przedkaukaskiego stopniowo maleje w miarę oddalania się od podstawowego źródła, którym jest fundament krystaliczny oraz przecinające go rozłamy głębokie, będące głównymi drogami migracji. Powszechnie znane są przejawy głębinowego dwutlenku węgla pochodzącego ze skał krystalicznych podłoża basenu zachodniosyberyjskiego (W.A. Nudnier, 1970; A.A. Rozin, 1977).

Analiza przedstawionych poglądów pozwala na następujące stwierdzenia:

— na sumaryczną objętość dwutlenku węgla tworzącego się w obrębie młodych platform i zapadlisk może składać się wiele źródeł;

— nie negując określonego znaczenia  $\text{CO}_2$ , powstałego w rezultacie przeobrażenia rozproszonej substancji organicznej, należy stwierdzić, że w warunkach wysokich temperatur i ciśnień główna rola należy do głębinowego  $\text{CO}_2$ , wydobywającego się ze skał krystalicznego podłoża oraz powstającego w utworach pokrywy osadowej w wyniku termometamorficznych przeobrażeń różnych minerałów.

Na powstawanie głębinowych wód alkalicznych i powodowanej przez nie inwersji hydrogeochemicznej istotny wpływ wywierają więc następujące czynniki:

1. Reżim tektoniczny basenu sedymentacyjnego — warunkujący związek stref rozwoju inwersji hydrogeochemicznej głównie z ruchliwymi i tektonicznie aktywnymi systemami młodych platform oraz śródgórskich i przedgórskich zapadlisk, położonych w obszarach fałdowań alpejskich. W obrębie starych platform inwersja, na ogół częściowa, związana jest z najbardziej aktywnymi i pogrążonymi rejonami.

2. Reżim geotermiczny basenu sedymentacyjnego, w którego tworzeniu istotną rolę odgrywa miąższość, charakter budowy i skład mineralny serii osadowych oraz reżim tektoniczny. Geotermika pokrywy osadowej basenu określa:

- hipsometryczne położenie głębinowych wód alkalicznych w profilu;
- głębokość położenia przejściowej strefy hydrogeochemicznej;
- głębokość wystąpienia zwiększonej koncentracji siarczanów w wodach głębinowych. (Jest ona określona przez granicę temperatury rzędu 70–80°C, powyżej której działalność bakterii redukcyjnych jest stłumiona. W wielu basenach stwierdzono regularny wzrost zawartości siarczanów poniżej tej granicy.)

3. Czas geologiczny, który odgrywa znaczną rolę w tworzeniu i zachowaniu w profilu basenu inwersji hydrogeochemicznej. Na przestrzeni czasu geologicznego, w miarę osłabienia wewnętrznej aktywności geochemicznej, skład chemiczny wody typu  $\text{HCO}_3 - \text{Na}$  może być poddany przeobrażeniu i odwrócona strefowość hydrogeochemiczna ulega zniwelowaniu i zanikowi, gdyż głębinowe wody alkaliczne są elementem obcym dla środowiska, w którym występują, a cały układ dąży do osiągnięcia stanu równowagi. Obecność głębinowych wód alkalicznych oraz inwersyjnego profilu hydrogeochemicznego w basenie artezyjskim świadczy o młodym wieku procesów zachodzących w jego pokrywie osadowej.

### PIONOWA INWERSJA HYDROGEOCHEMICZNA A ROPOGAZONOŚNOŚĆ BASENÓW OSADOWYCH

Analiza regionalnego i przestrzennego występowania głębinowych wód alkalicznych, przeprowadzona przez I.A. Łagunową i L.N. Kapczenkę (1981) w basenach ropogazonośnych ZSRR, wykazała zależność między złożami węglowodorów a obszarami strefowej i lokalnej inwersji hydrogeochemicznej. Związek taki stwierdzono w zachodniej i północnej części basenu zachodniosyberyjskiego, w zapadlisku przedkaukaskim i południowokaspijskim, w rejonie Sachalina itd. Wysłunięto stąd wniosek, że zależność ta jest powodowana wspólnymi warunkami generacji tych fluidów, a także prawdopodobnie wspólną, pionową migracją zachodzącą w najbardziej aktywnych okresach tektonicznych (I.A. Łagunowa, 1979).

Jak wiadomo, w przekroju młodych prowincji ropogazonośnych wydziela się trzy strefy akumulacji węglowodorów płynnych i gazowych: górną (gazonośną) do głębokości średnio 1500 m; środkową (roponośną) w przedziale 1500–4000 m; oraz dolną (gazonośną) poniżej 4000 m (płycej na platformach, głębiej w zapadliskach). Środowisko hydrogeochemiczne dolnej strefy gazonośnej charakteryzuje się największym wystudzeniem, alkalicznością i siarczanowością wód. Gazy rozpuszczone w wodach podścielających i okalających złoża gazowe i gazowo-kondensatowe, typowe dla tej strefy, cechują się wysoką zawartością metanu, dwutlenku węgla oraz niewielką ilością cięższych węglowodorów, azotu i helu (względem tła regionalnego i innych stref ropogazonośnych).

W wielu publikacjach krajowych i zagranicznych, dotyczących hydrogeologii naftowej, napotykamy różne poglądy o znaczeniu i zakresie stosowania wskaźników hydrochemicznych, wskazujących na perspektywiczność rejonu, przedstawianych bądź to w formie absolutnych wartości mineralizacji (dodatnich względem tła), ilości jonów  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{J}^-$  itd., bądź też w postaci wielu różnorodnych kombinacji arytmetycznych głównych składników jonowych. Na podstawie tych wartości wysuwane są wnioski o hydrogeologicznym zakryciu warstw lub struktur oraz o warunkach sprzyjających zachowaniu się nagromadzeń węglowodorów.



Tabela 1

Charakterystyka hydro- i gazogeochemicznych środowisk stref akumulacji węglowodorów w młodych basenach osadowych według I.A. Łagunowej i L.N. Kapczenko (1981)

Wskaźniki hydro- i gazogeochemiczne	Strefa akumulacji węglowodorów		
	górną (do 1,5–2,0 km)	środkową (2–5 km)	dolną (poniżej 5 km)
	złoża		
	gazowe (głównie), gazowo- -kondensatowe	ropne, ropno-gazowe. gazowo-ropne	gazowe, gazowo- -kondensatowe
<b>Mineralne:</b>			
mineralizacja	0	–	– –
HCO <sub>3</sub>	+0	–	– –
Cl	0	–	– –
SO <sub>4</sub> (S)	++	+	+++
Br	–0	+	– –
J	+	+	+
B	+	+	++
SiO <sub>2</sub>	+	+	+++?
Li, Rb, Cs	–0	0, +	–
Sr, Ba	+0	0, +	–
Hg	+	–	+
Pb, Sn, Cu, Zn, Co, Ni, Mn, Cr, Ti, V, Mo, Ga	–	+	–
<b>Organiczne:</b>			
składniki org., składniki org. HCO <sub>3</sub>	0	+	++
składniki org. lot., składniki org. lot. HCO <sub>3</sub>	0	+	++
fenole, fenole · 1000 HCO <sub>3</sub>	0	+	++
benzen	+	++	+++
toluen	–	+	++
<b>Gazowe:</b>			
CH <sub>4</sub>	++	+	+++
węglowodory ciężkie	–, +	++	–, +
CO <sub>2</sub>	+	++	++
N <sub>2</sub>	0, –	+, –	– –
He	0, –	+, –	– –

Objaśnienia: 0 – zawartość składnika równa lub zbliżona do tła; + – zawartość składnika w wodzie (gazie) ropogazonośnej struktury powyżej wielkości tła; – – zawartość składnika w wodzie (gazie) ropogazonośnej struktury poniżej wielkości tła; powtórzenie znaku + lub – oznacza wielkość anomalii względem tła.

Dla dolnego poziomu hydrogeologicznego młodych basenów osadowych okazały się one jednak mało wiarygodne, a często wręcz nieprawdziwe. Najbardziej rzetelnym i miarodajnym kompleksem wskaźników dla tego poziomu są: obniżenie wartości mineralizacji wód, podwyższona (w porównaniu z tłem) zawartość siarczanów i wodorowęglanów, często prowadząca do zmiany typu chemicznego wody, oraz właściwy zbiór mikroelementów i składników rozpuszczonego gazu (tab. 1). Pozwala to na przyjęcie obecności głębinowych wód alkalicznych oraz pełnej inwersji hydrogeochemicznej jako regionalnego hydrogeologicznego kryterium poszukiwawczego.

Omawiając przedstawioną tabelę I.A. Łagunowa i L.N. Kapczenko (1981) uważają, że absolutne wartości każdego wskaźnika narażone są na różne zmiany powodowane licznymi czynnikami geologiczno-tektonicznymi, hydrogeologicznymi i geotermicznymi, bezpośrednio nie związanymi z obecnością złóż węglowodorów. Dlatego też prezentowane oddzielnie zawierają w sobie informacje niepełne lub obciążone znacznym skażeniem i mają znaczenie praktyczne tylko w obrębie poszczególnych basenów lub grupy struktur.

W przypadku dolnej strefy gazonośnej, zdaniem wspomnianych autorów, uniwersalnym i zbiorczym wskaźnikiem hydrochemicznym jest stopień zróżnicowania (anomalii) środowiska hydrogeochemicznego, wyrażony wartością wielu odrębnych wskaźników i współczynnikiem kontrastowości. Współczynnik ten przedstawiany jest jako stosunek zawartości danego pierwiastka lub związku chemicznego w wodach struktury ropo- lub gazonośnej do wartości regionalnego tła hydrogeochemicznego. Silne zróżnicowanie wskaźników hydro- i gazochemicznych oraz wysoki współczynnik kontrastowości w obrębie danej strefy lub jej części świadczą o jej dużej perspektywiczności.

## CHARAKTER ZMIENNOŚCI MINERALIZACJI WÓD Z GŁĘBOKOŚCIĄ W NIEKTÓRYCH ZBIORNIKACH WÓD PODZIEMNYCH W POLSCE

Rozpatrzmy teraz na kilku przykładach, w jakim stopniu inwersję hydrogeochemiczną można prześledzić w wybranych basenach artezyjskich i karpackim cokole hydrogeologicznym. Na schemacie klasyfikacji regionalnej wód podziemnych Polski szrafurą zaznaczono obszary objęte analizą, które stanowią blisko 75% powierzchni kraju (fig. 2).

W niniejszym artykule ograniczono się jedynie do zbadania charakteru zmienności mineralizacji wód wgłębnych, gdyż problematyka zróżnicowania ich składu chemicznego jest zagadnieniem bardzo obszernym, wymagającym oddzielnego opracowania. Dla opisanego zjawiska w poszczególnych zbiornikach wód podziemnych wykorzystano ogólną systematykę jednostek hydrogeologicznych zaproponowaną dla obszaru Polski przez B. Paczyńskiego (1977), jak również szereg opublikowanych prac, w których prezentowano między innymi zmienność mineralizacji wód z głębokością dla poszczególnych regionów geologicznych.

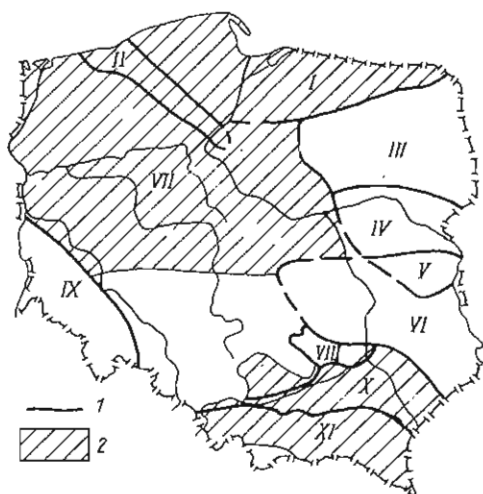
Autorzy wszystkich cytowanych prac przeprowadzili selekcję danych hydrogeologicznych. Z dalszych rozważań wyeliminowano próbki zanieczyszczone filtrem płuczkowym lub wykonanymi w otworze zabiegami technologicznymi (np. kwasowaniem). Zweryfikowane próbki, często z zastosowaniem analizy statystycznej, spełniają określone warunki chemiczne (np. pH, zawartość  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{OH}^-$ ), co znacznie podnosi wiarygodność końcowych rezultatów. Należy tu zaznaczyć, że stopień obróbki wyselekcjonowanych materiałów hydrochemicznych jest bardzo zróżnic-

Fig. 2. Schemat klasyfikacji regionalnej wód podziemnych Polski według B. Paczyńskiego (1977) uproszczony i zmieniony

Scheme of regional distribution of groundwaters in Poland after B. Paczyński (1977), simplified and changed

1 – granice regionów hydrogeologicznych; 2 – obszar wykonanej analizy hydrogeologicznej; prowincja platformy wschodnioeuropejskiej (prekambryjskiej): I – basen nadbałtycki, II – cokół pomorski, III – cokół mazursko-białoruski, IV – basen podlaski, V – cokół lukowski, VI – basen lubelsko-wolyński; prowincja platformy środkowo-europejskiej (paleozoicznej): VII – basen niemiecko-polski, VIII – cokół świętokrzyski, IX – cokół sudecki, X – basen przedkarpacki; prowincja alpejska (karpacka): XI – cokół karpacki

1 – boundaries of ground-water regions; 2 – area subjected to hydrogeological analysis; East-European (pre-Cambrian) Platform province: I – Peri-Baltic Syncline, II – Pomerania socle, III – Mazurian-Byelorussian socle, IV – Podlasie basin, V – Łuków socle, VI – Lublin-Volhynian basin; Central-European (Palaeozoic) Platform province: VII – German-Polish basin, VIII – Góry Świętokrzyskie Mts. socle, IX – Sudetic socle, X – Fore-Carpathian basin; Alpine (Carpathian) province: XI – Carpathian socle



wany, co w pewnym stopniu utrudnia przeprowadzenie jednolitej analizy. W niektórych pracach ogranicza się on do prostych wykresów i diagramów, natomiast w innych, z reguły tych najnowszych, zastosowane są dość skomplikowane i wyrażone metody statystyki matematycznej.

Zgodnie z podziałem B. Paczyńskiego (1977) na terenie kraju można wydzielić trzy podstawowe prowincje (obszary) hydrogeologiczne:

- A – platformy wschodnioeuropejskiej (basen nadbałtycki);
- B – platformy środkowo-europejskiej (północna i południowa część basenu niemiecko-polskiego, basen przedkarpacki);
- C – alpejską (fałdowy cokół karpacki).

W nawiasach wymieniono wybrane regiony poddane analizie, które wydają się być w pełni reprezentatywne dla poszczególnych prowincji.

#### BASEN NADBAŁTYCKI

Jest to typowy basen artezyjski, którego oś przyjmuje ogólny kierunek WSW – ENE. Na obszarze Polski występuje jedynie jego południowo-zachodni skraj, w którego obrębie można generalnie wyróżnić 4 piętra wodonośne (L. Bojarski, 1978):

- kambryjskie – piaskowce środkowego oraz w mniejszym stopniu dolnego kambru;
- permskie – piaskowce czerwonego spągowca i węglanowe serie cechsztynu;
- mezozoiczne – rozdzielające się na podpiętra triasu, jury i kredy;
- kenozoiczne – piaskowce trzecio- i czwartorzędowe wraz ze stropowymi seriami kredy górnej.

Zmienność mineralizacji i strefowość hydrogeochemiczna wód w dwóch ostatnich piętrach wodonośnych we wschodniej części basenu, w odniesieniu do wód słodkich (zwykłych) i słonawych, przedstawiły H. Jarząbek-Gałązkowa oraz B. Wrotnowska (1967).

Strefowość pionową wód w basenie nadbałtyckim obserwuje się od powierzchni do dna basenu. Obejmuje ona poziomy będące odpowiednikiem różnych ogniw stratygraficznych. Strefowość ta zaznacza się wzrostem mineralizacji oraz wzrostem chemicznego przeobrażenia wód wraz z głębokością. W górnej części basenu występują wody wodorowęglanowo-sodowe, w strefie przejściowej — siarczanowo-sodowe, a poniżej, w strefie stagnacji dominują powszechnie wody chlorkowo-wapniowe. Lokalnie spotyka się inwersję hydrogeochemiczną związaną między innymi ze spadkiem mineralizacji spowodowanym głębokim zasięgiem wód infiltracyjnych w skałach o lepszej przepuszczalności w stosunku do skał słabo przepuszczalnych (L. Bojarski, 1978). Krzywa wzrostu mineralizacji jest łagodniejsza w mezozoiku niż w paleozoiku (fig. 3). Zjawisko to jest zakłócone w cechszynie, w miejscach występowania soli kamiennych. Ogromny wzrost mineralizacji w permie i spadek w kambrze są związane z ługowaniem warstw soli kamiennej, jak również, być może, obecnością reszkowych ługów pokryształacyjnych. Istnienie salinarnego cechszynu powoduje zwiększenie zasolenia wód i tworzy wokół niego jakby niewielką aureolę solanek o charakterze ługów solnych.

#### BASEN NIEMIECKO-POLSKI

Występuje on w przeważającej części Niżu Polskiego i charakteryzuje się największą miąższością serii osadowych. W jego obrębie wydziela się szereg podregionów o odmiennej genezie i wieku.

Obszarem będącym formą przejściową między prowincjami platformy wschodnio- i środkowoeuropejskiej jest warszawska niecka brzeżna (synklinorium warszawskie). Osady młodo- i staropaleozoiczne rozpoznano tu w niewielkim zakresie, a wiarygodne wyniki analiz chemicznych wód są sporadyczne i niepełne. Wyżej leżący kompleks mezozoiczny został zbadany dokładniej, co pozwoliło na wydzielenie w jego obrębie szeregu pięter, podpięter i poziomów wodonośnych oraz wyrażenie poglądu o genezie wód występujących w utworach tego kompleksu (W. Weil, 1981).

Stosując daleko idące uproszczenie można w nim wyróżnić następujące piętra wodonośne:

- triasowe — rozdzielone na cztery poziomy wodonośne, ze zbiornikami wód o charakterze porowym (piaskowce) i sporadycznie szczelinowym (wapienie);
- jurajskie — rozdzielone na trzy podpiętra i szereg poziomów wodonośnych, z piaskowcowymi i węglanowymi zbiornikami wód;
- kredowe — rozdzielone na dwa podpiętra, zbudowane z wodonośnych poziomów piaszczystych (kreda dolna + cenoman dolny) i węglanowych (kreda górna).

Rozkład mineralizacji wód w poszczególnych piętrach i podpiętrach wodonośnych (z wyjątkiem kredy dolnej) wykazuje wyraźny i stały jej wzrost w miarę zwiększania się głębokości, niezależnie od wykształcenia litologicznego i wieku poszczególnych pięter wodonośnych. Przeprowadzona przez W. Weila (1981) analiza statystyczna metodą regresji liniowej pozwoliła na matematyczne opisanie tego zjawiska (fig. 4).

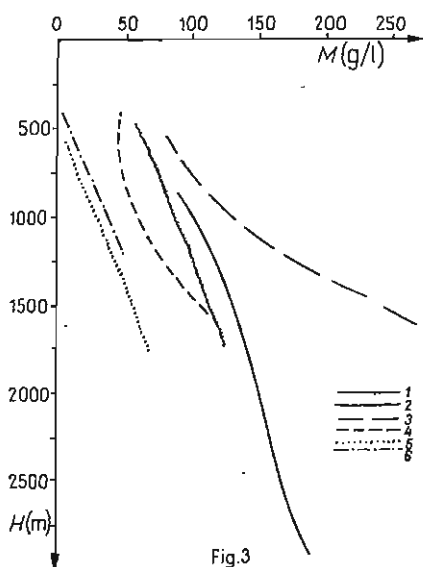


Fig.3

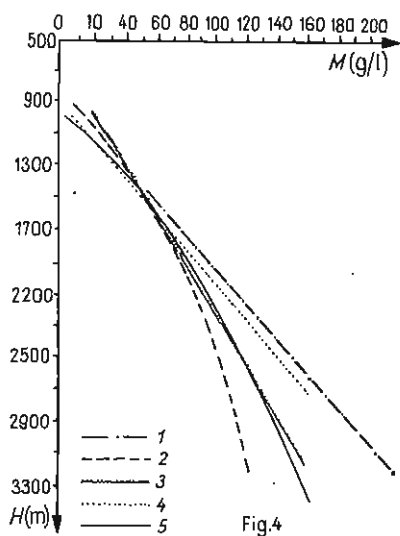


Fig.4

Fig. 3. Zależność mineralizacji ogólnej ( $M$ ) od głębokości ( $H$ ) wód paleozoiku i mezozoiku na obszarze syneklizy perybaltyckiej (według L. Bojarskiego, 1978)

Total dissolved solids ( $M$ ) versus depth ( $H$ ) for the Palaeozoic and Mesozoic ground waters from the Peri-Baltic Syncline (after L. Bojarski, 1978)

1 - kambry; 2 - sylur; 3 - perm; 4 - trias; 5 - jura dolna i środkowa; 6 - jura górna

1 - Cambrian; 2 - Silurian; 3 - Permian; 4 - Triassic; 5 - Lower and Middle Jurassic; 6 - Upper Jurassic

Fig. 4. Zależność mineralizacji ogólnej ( $M$ ) od głębokości ( $H$ ) wód kompleksu mezozoicznego synklinorium warszawskiego przy aproksymacji wielomianem stopnia 1 (według W. Wejla, 1981)

Total dissolved solids ( $M$ ) versus depth ( $H$ ) for the Mesozoic complex in the Warsaw Synclinorium; the relation approximated by polynomial of the 1st degree (after W. Wejl, 1981)

1 - trias; 2 - jura dolna; 3 - jura środkowa; 4 - jura górna; 5 - wszystkie poziomy wodonośne łącznie

1 - Triassic; 2 - Lower Jurassic; 3 - Middle Jurassic; 4 - Upper Jurassic; 5 - all ground-water horizons considered as the whole

Średni gradient mineralizacji dla wód kompleksu mezozoicznego tego podregionu, odpowiadający stwierdzonej zależności korelacyjnej o charakterze logarytmicznym, dla przedziału głębokościowego 1000–4000 m zmienia się w granicach 12,0–3,2 g/l/100 m.

W całym podregionie stwierdza się normalną pionową strefowość hydrogeochemiczną wyrażającą się również stopniowym, ze wzrostem głębokości, przechodzeniem typów hydrochemicznych od wodorowęglanowo-sodowego do chlorkowo-wapniowego.

Na zachód od warszawskiej niecki brzeżnej rozciąga się właściwa, najgłębsza część basenu niemiecko-polskiego określona przez B. Paczyńskiego (1977) jako podregion centralny. Najniższym dobrze zbadanym ogniwem są zespoły wodonośne piaskowców czerwonego spągowca.

Mineralizacja wód czerwonego spągowca jest zmienna i waha się w przedziale od pierwszych dziesiątek do ponad 350 g/l. Niskie zasolenie występuje wąską strefą w skrajnie południowej części basenu, prawie na granicy współczesnego zasięgu

czerwonego spągowca. Rośnie ono w miarę oddalania się ku północy i północnemu wschodowi, zgodnie z regionalnym kierunkiem zapadania tych utworów. Przeprowadzona przez T. Dąbrowskiego (1973) statystyczna analiza zależności między mineralizacją wód a głębokością ich występowania wykazała, że związek ten nie jest wyraźny. Dla solanek o najwyższej mineralizacji, powyżej 300 g/l, występujących w środkowej części monokliny przedsudeckiej na niedużych z reguły głębokościach (1500–2500 m), L. Bojarski i K. Sobol (1978) nie wykryli żadnej zależności między zasoleniem a głębokością.

Na osadach czerwonego spągowca leży zgodnie solno-anhydrytowy kompleks utworów cechsztynu, w których obrębie występują cienkie, przeważnie do kilkunastu metrów, węglanowe poziomy wodonośne. W porównaniu z niżejleżymi utworami czerwonego spągowca oraz wodonośnymi poziomami paleozoiku, w utworach wapienia podstawowego i dolomitu głównego podregionu centralnego występują z reguły silniej zasolone wody węgłbne. Ich mineralizacja waha się w granicach od 20 do powyżej 400 g/l, rosnąc w miarę oddalania się od bloku przedsudeckiego w kierunku północno-wschodnim. Brak związku między głębokością występowania wód a stopniem ich zasolenia w utworach cechsztynu w centralnych partiach basenu niemiecko-polskiego jest zapewne wynikiem procesów ługowania soli, ewentualnie udziału ługów pokrzystalizacyjnych i dopływu tych silnie zasolonych płynów w węglanowe poziomy wodonośne. Zjawisko to ma niewątpliwie wpływ na anomalny układ wartości mineralizacji w pionowym profilu hydrogeochemicznym, objawiający się maksimum w cechsztyńskich poziomach wodonośnych.

W kompleksie mezozoicznym występuje od 1 do 3 pięter wodonośnych. Szczegółową charakterystykę hydrogeochemiczną tych pięter w powiązaniu z analizą paleohydrogeologiczną, na tle sedymentacyjno-strukturalnego rozwoju regionu, znajdujemy w pracy J. Dowgiałły (1971). Generalnie, z wyjątkiem lokalnych anomalii związanych z wysadami solnymi, strefowość hydrogeochemiczna w seriach mezozoicznych Polski północnej przyjmuje charakter normalny. Mineralizacja wód ( $M$ ) wzrasta z głębokością ( $H$ ). Zjawisko to wspomniany autor opisuje równaniem regresji (fig. 5):  $M = 0,0569H - 1,07$ .

Gradient hydrogeochemiczny w utworach mezozoicznych ma stosunkowo dużą rozpiętość i wynosi 0,5–26 g/l/100 m. Średni gradient odpowiadający stwierdzonej zależności korelacyjnej jest równy 5,7 g/l/100 m (J. Dowgiałło, 1971). Określony w ten sposób gradient jest prawie identyczny ze średnim gradientem dla zmineralizowanych wód basenu przedkarpacciego (5,87 g/l/100 m – N. Oszczytko, 1981), znacznie jednak niższy niż dla niektórych obszarów USA i ZSRR, gdzie wynosi od 10 do 16 g/l/100 m (P.A. Dickey, 1966; I.K. Zajcev, 1968).

Kartograficzną syntezę hydrochemiczną Niżu Środkowoeuropejskiego w zasięgu basenu cechsztyńskiego w Polsce i NRD, a więc obszaru obejmującego także północną i centralną część basenu niemiecko-polskiego, przedstawili C. Kolago i in. (1977). Na obu arkuszach mapy znalazł potwierdzenie znany fakt wzrostu mineralizacji od rejonów brzeżnych basenu ku partiom centralnym oraz w głąb. Kompleks cechsztyński na tle otaczających serii tworzy regionalną inwersję hydrogeochemiczną.

Południowo-wschodni skłon basenu niemiecko-polskiego stanowi podregion miechowski (nidziański). Charakteryzuje się on stosunkowo płytkim występowaniem waryscyjskiego podłoża platformy, zwiększonym udziałem paleozoicznych pięter wodonośnych oraz redukcją pokrywy cechsztyńsko-mezozoicznej.

Z wykresu przedstawiającego zmiany mineralizacji wód w miarę wzrostu głębokości poziomów wodonośnych (fig. 6) widać, że w obrębie poszczególnych formacji

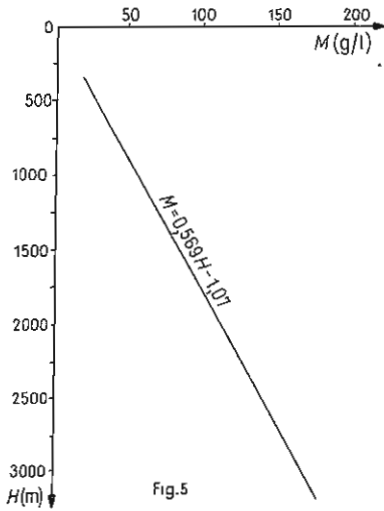


Fig. 5

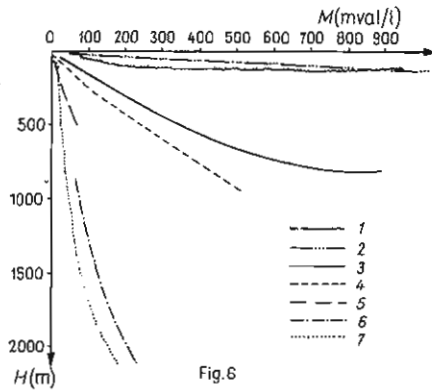


Fig. 6

Fig. 5. Zależność mineralizacji ogólnej ( $M$ ) od głębokości ( $H$ ) wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski północnej przy aproksymacji wielomianem stopnia 1 (według J. Dowgiałły, 1971)

Total dissolved solids ( $M$ ) versus depth ( $H$ ) for mineral waters in Mesozoic formations within north Poland; the relation approximated by polynomial of the 1st degree (after J. Dowgiałło, 1971)

Fig. 6. Zależność mineralizacji ( $M$ ) od głębokości ( $H$ ) wód z utworów różnego wieku w południowo-zachodniej części niecki miechowskiej (według S. Kotlickiego, 1971)

Total dissolved solids ( $M$ ) versus depth ( $H$ ) for ground waters from formations of different age within south-western part of the Miechów Trough (after S. Kotlicki, 1971)

1 - miocen; 2 - kampan; 3 - turon, cenoman, alb; 4 - oksford i raurak; 5 - jura środkowa; 6 - wapień muszlowy; 7 - paleozoik

1 - Miocene; 2 - Campanian; 3 - Turonian, Cenomanian, Albian; 4 - Oxfordian and Raurakian; 5 - Middle Jurassic; 6 - Muschelkalk; 7 - Palaeozoic

i poziomów wodonośnych mineralizacja wód wzrasta z głębokością. Jednocześnie ulega zmianie ich skład chemiczny. Jeżeli jednak porówna się przyrost mineralizacji ze wzrostem głębokości w obrębie każdego poziomu, to obserwuje się wyraźną tendencję do zmniejszania się tego przyrostu w profilu od góry ku dołowi. Największą mineralizację notuje się w utworach miocenu, najmniejszą zaś w utworach jury środkowej i paleozoiku. Ujawnia się tu więc problem ogólnej, częściowej inwersji profilu hydrogeochemicznego, będącej wyrazem wpływu bituminów – pochodzących najprawdopodobniej z utworów paleozoicznych – na proces demineralizacji wód wgłębnych (S. Kotlicki, 1971).

#### BASEN PRZEDKARPACKI

Zagadnienia warunków hydrogeochemicznych w polskiej i radzieckiej części zapadliska przedkarpackiego oraz pochodzenia tych wód były przedstawiane w ostatnich latach w pracach J. Klemby (1970), J. Picha (1978), N. Oszczypki (1981) i W.W. Kołodzija (1977).

W zapadlisku przedkarpackim między Krakowem a Rzeszowem (J. Pich, 1978) oraz między Rzeszowem a Cieszynem (N. Oszczypko, 1981) wyróżniono następujące piętra wodonośne: prekambryjsko-staropaleozoiczne, dewońskie, karbońskie, permsko-triasowe, jurajskie, kredowe i miocenijskie. W obrębie tego regio-

nu wyraźnie zaznacza się normalna, pionowa strefowość hydrogeochemiczna, a głębokość jest jednym z najważniejszych czynników określających mineralizację i skład chemiczny wód (stopniowa zmiana typu hydrochemicznego od wodorowęglanowo-sodowego do chlorkowo-wapniowego). Równocześnie dla poszczególnych poziomów i pięter obserwuje się zróżnicowanie tendencji i siły związku z głębokością, co pozwala sądzić, iż ten związek stanowi indywidualną cechę poszczególnych poziomów. Na przykład tendencji tej nie obserwuje się w poziomach kontaktujących z miocenijskim pięterem wodonośnym, a zwłaszcza z poziomem dolnobadańskim.

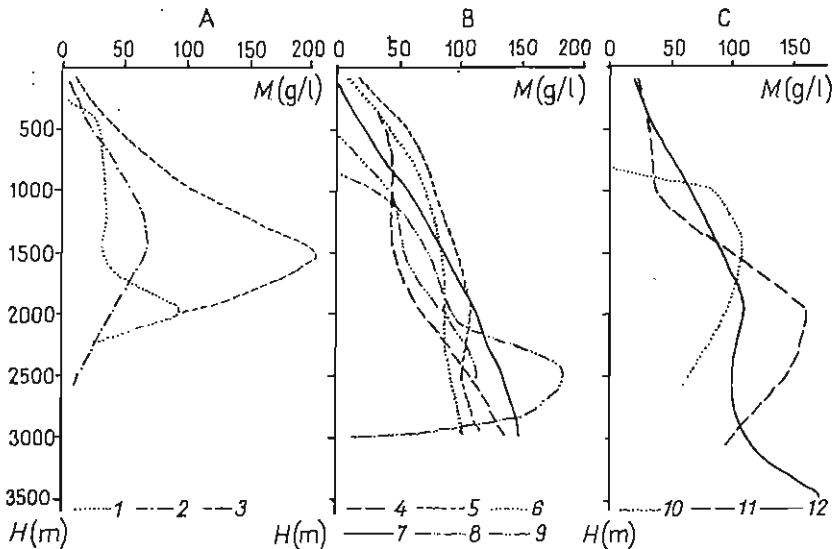


Fig. 7. Zależność mineralizacji ogólnej ( $M$ ) od głębokości ( $H$ ) solanek zapadliska przedkarpacckiego przy aproksymacji wielomianem stopnia 5 (według N. Oszczypki, 1981)

Total dissolved solids ( $M$ ) versus depth ( $H$ ) for brines within the Carpathian Foredeep; the relation approximated by polynomial of the 5th degree (after N. Oszczypko, 1981)

A – neogeńskie piętra wodonośne: 1 – sarmat, 2 – baden środkowy i górny, 3 – baden dolny (osady leżące pod chemicznymi); B – mezozoiczne piętra wodonośne: 4 – cenoman-turon, 5 – jura pod powierzchnią erozyjną miocenu, 6 – jura pod powierzchnią erozyjną kredy, 7 – formacja wapieni skalistych i płytowych jury górnej, 8 – jura środkowa, 9 – trias; C – paleozoiczne piętra wodonośne i cały kompleks wodonośny łącznie: 10 – karbon, 11 – dewon, 12 – wody wszystkich poziomów i pięter łącznie.

A – Neogene ground-water horizons: 1 – Sarmatian, 2 – Middle and Upper Badenian, 3 – Lower Badenian (formation underlying the chemical deposits); B – Mesozoic ground-water horizons: 4 – Cenomanian-Turonian, 5 – Jurassic under Miocene erosional surface, 6 – Jurassic under Cretaceous erosional surface, 7 – Formation of dense and flag-like Upper Jurassic limestones, 8 – Middle Jurassic, 9 – Triassic; C – Palaeozoic ground-water horizons and water-bearing complex considered as the whole: 10 – Carboniferous, 11 – Devonian, 12 – ground-waters in all horizons and stages considered as the whole

We wschodniej części zapadliska, w rejonie Przemyśla, J. Klemba (1970) obserwuje brak zależności między mineralizacją wód piętra miocenijskiego a głębokością ich występowania.

Badania N. Oszczypki (1981) wykazały istnienie bardzo wyraźnej zależności funkcjonalnej między mineralizacją ogólną wód w poszczególnych piętrach a głębokością (fig. 7), z wyjątkiem piętra karbońskiego. Dla utworów młodszych od oksfordu istotną rolę w procesie wzrostu mineralizacji wód odgrywa głębokość, a dla poziomów starszych – potęgi głębokości. Można więc przypuszczać, że zjawisko



to w młodszych poziomach wodonośnych zostało zdeterminowane przez jeden zasadniczy proces, natomiast w poziomach starszych przez wiele procesów. Obserwowane obniżenie mineralizacji na pewnych głębokościach w utworach jury środkowej, triasu, karbonu i dewonu oraz na wykresie obrazującym wody wszystkich poziomów i pięter łącznie (fig. 7 B, C) zostało – zdaniem tego autora – prawdopodobnie spowodowane wysłodzeniem wód wspomnianych pięter poprzez zastępowanie dawnych wód pochodzenia sedymentacyjnego (morskiego) wodami infiltracyjnymi pochodzenia meteorycznego.

Największym gradientem hydrogeochemicznym charakteryzują się wody z badanu dolnego (9,39 g/l/100 m) oraz jury pod powierzchnią erozyjną miocenu (6,80 g/l/100 m), najmniejszym – z sarmatu (3,01 g/l/100 m). W poziomach starszych od jury górnej gradienty hydrogeochemiczne wzrastają od 4,40 g/l/100 m w jurze środkowej do 5,82 g/l/100 m w dewonie (N. Oszczypko, 1981).

#### FAŁDOWY COKÓŁ KARPACKI

Na zakończenie tego krótkiego przeglądu zwróćmy jeszcze uwagę na elewacyjną jednostkę hydrogeologiczną, jaką stanowi sfałdowany obszar Karpat, znacznie odbiegający hydrogeologicznym charakterem od wcześniej omówionych depresyjnych struktur wodonośnych. Fałdowy cokół karpacki jest zbudowany z dwóch niezależnych pięter strukturalnych: dolnego (utwory proterozoiku i paleozoiku) i górnego (utwory fliszu karpackiego).

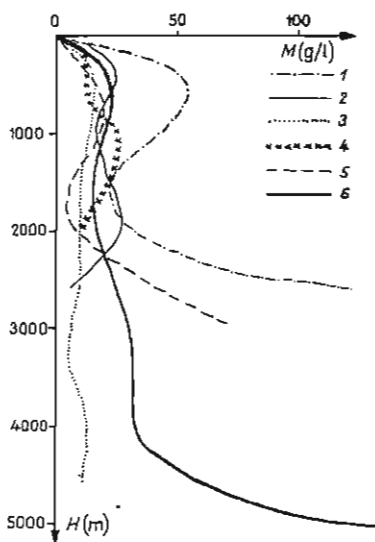


Fig. 8. Zależność mineralizacji ogólnej ( $M$ ) od głębokości ( $H$ ) wód karpackich (według A. Boryslawskiego i in., 1980)

Total dissolved solids ( $M$ ) versus depth ( $H$ ) for ground waters in the Carpathian Mts. (after A. Boryslawski et al., 1980).

1 – jednostka skońska; 2 – jednostka podśląska i śląska oraz fałdy zewnętrzne; 3 – centralna depresja karpacka; 4 – jednostka dukielsko-grybowska; 5 – jednostka magurska; 6 – flisz karpacki łącznie

1 – Skole Unit; 2 – Silesian and sub-Silesian Unit; the outer folds included; 3 – Central Carpathian Depression; 4 – Dukla-Grybów Unit; 5 – Magura Unit; 6 – Carpathian Flysch considered as the whole

Według A. Boryslawskiego i in. (1980) solanki górnego piętra występujące w przedziale głębokościowym 100–5435 m mają mineralizację 0,6–145,7 g/l. Zasolenie wód w Karpatach fliszowych ujętych zarówno łącznie, jak i w poszczególnych jednostkach tektonicznych (płaszczowinach) nie wykazuje istotnego związku z głębokością, co wydaje się być cechą charakterystyczną tej prowincji. Prawdopodobnie wynika to z zasadniczych różnic strukturalnych między obszarami

fałdowymi a platformowymi (Niż Polski). Dopiero po zastosowaniu analizy korelacji krzywoliniowej (przy aproksymacji wielomianem stopnia 5) staje się zauważalna pionowa zmienność mineralizacji wód. W jej rozkładzie, zarówno dla całych Karpat, jak i poszczególnych jednostek tektonicznych, charakterystyczne jest występowanie maksimum mineralizacji (odpowiednio od 10 do 50 g/l) na głębokości 500–1000 m (fig. 8), a następnie jej spadek aż do głębokości 2000–2500 m. W jednostce skolskiej i magurskiej poniżej tych głębokości mineralizacja wzrasta ponownie.

## WNIOSKI

Obserwacja inwersji hydrogeochemicznej w prowincjach i regionach hydrogeologicznych Polski jest bardzo utrudniona. Dotyczy to szczególnie prowincji platformy wschodnio- i środkowoeuropejskiej, gdyż na znacznej ich części występują solonośne utwory cechsztynu powodujące anomalny rozkład mineralizacji w pionowym profilu hydrogeochemicznym, objawiający się w postaci maksimum zasolenia wód w tych właśnie utworach.

Światowe przykłady występowania inwersji hydrogeochemicznej świadczą o istotnej roli czynnika głębokościowego w pojawieniu się tego zjawiska. W obrębie prowincji platformy wschodnioeuropejskiej podłoże krystaliczne leży względnie płytko, trudno jest więc oczekiwać w tych warunkach na powstanie inwersji w pokrywie osadowej. Zakres penetracji wiertniczej podpermskich utworów w rejonie platformy środkowoeuropejskiej, a tym samym ilość posiadanych informacji, jest natomiast bardzo nieznaczny. Nie można tu jednak wykluczyć możliwości występowania inwersji hydrogeochemicznej w głębiej leżących (poniżej 8–10 km) osadach starszego paleozoiku.

Od prowincji platformowych różni się zasadniczo z hydrogeologicznego punktu widzenia prowincja alpejska (karpacka). Cechą szczególną jest możliwość występowania, również na terenie Polski, w tym młodym fałdowo-płaszczywinowym obszarze, jak i w jego paleozoicznym podłożu, inwersji hydrogeochemicznej i to na niezbyt dużych głębokościach. Bliskich analogii można doszukiwać się w radzieckiej części basenu przedkarpackiego i zakarpackiego, gdzie stwierdzono pełną inwersję hydrogeochemiczną. Wiadomo jest, że głębinowe wody alkaliczne bardzo często występują w strefach śródgórskich i przedgórskich zapadłisk położonych w obrębie obszarów fałdowań alpejskich.

## PIŚMIENICTWO

- BOJARSKI L. (1978) – Solanki paleozoiku i mezozoiku w syneklizie perybaltyckiej. Pr. Inst. Geol., **88**.
- BOJARSKI L., SOBOL K. (1978) – Charakterystyka wód podziemnych czerwonego spągowca. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- BORYSŁAWSKI A., OSZCZYPKO N., TOMAŚ A. (1980) – Chemical composition of Carpathian saline waters – a statistical analysis. Biul. Inst. Geol., **323**, p. 57–87.
- CHEBOTARIEV I.I. (1955) – Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. Geochim. Cosmochim. Acta, **8**, nr 1–4.
- DĄBROWSKI T. (1973) – Charakterystyka hydrochemiczna wód głębinowych w utworach permu monokliny przedsudeckiej. Acta Geol. Pol., **23**, p. 763–808, nr 4.
- DEGENS E.T., CHILINGAR G.V. (1967) – Diagenesis of subsurface waters. In: Diagenesis in sediments. Develop. Sed., **8**, p. 477–502.
- DICKEY P.A. (1966) – Patterns of chemical composition in deep subsurface waters. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **50**, p. 2029–2063, nr 11.
- DICKEY P.A. (1969) – Increasing concentration of subsurface brines with depth. Chem. Geol., **4**, p. 361–370, nr 1/2. Special issue: Geochemistry of subsurface brines. Amsterdam.
- DINGMAN R.J., ANGINO E.E. (1969) – Chemical composition of selected Kansas brines as an aid to interpreting change in water chemistry with depth. Chem. Geol., **4**, p. 325–339, nr 1/2. Special issue: Geochemistry of subsurface brines. Amsterdam.
- DOWGIAŁŁO J. (1971) – Studium genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski Północnej. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW, **13**.
- JARZĄBEK-GAŁĄZKOWA H., WROTNOWSKA B. (1967) – Strefowość hydrochemiczna wschodniej części Niżu Polskiego. Prz. Geol., **15**, p. 563–567, nr 12.
- KLECZKOWSKI A.S. (1966) – The acratopege zone in Poland. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Géol. Géogr., **14**, p. 99–105, nr 2.
- KLEMB A. (1970) – Zagadnienie wód wglębnych w rejonie Przemyśla. Geof. Geol. Naft., nr 1–2, p. 1–4.
- KOLAGO C., BOJARSKI L., ZIESCHANG J., VOIGT H.J. (1977) – Mapa hydrochemiczna Niżu Środkowoeuropejskiego na obszarze NRD i Polski, 1:1 000 000, tabl. I–II. Berlin.
- KOTLICKI S. (1971) – Chemizm wód podziemnych południowo-zachodniej części Niecki Miechowskiej. Biul. Inst. Geol., **249**, p. 65–117.
- OSZCZYPKO N. (1981) – Wpływ neogeńskiej przebudowy przedgórz Karpát na warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne zapadliska przedkarpackiego. Biul. Inst. Geol., **325**, p. 5–87.
- PACZYŃSKI B. (1977) – Regionalizacja ogólna wód podziemnych Polski. Kwart. Geol., **21**, p. 831–853, nr 4.
- PICH J. (1978) – Chemizm wód podziemnych w środkowej części zapadliska przedkarpackiego. Biul. Inst. Geol., **312**, p. 129–190.
- WEIL W. (1981) – Charakterystyka chemizmu wód wglębnych w utworach kompleksu mezozoicznego synklinorium warszawskiego. Biul. Inst. Geol., **325**, p. 89–156.
- WEIL W. (1982) – Wysokie ciśnienia złożowe i porowe – przegląd podstawowych przyczyn ich powstawania. Tech. Poszuk. Geol., **21**, p. 27–33, nr 4.
- АЛЕКСЕЕВ Ф.А., КУХАРЕНКО М.К., ВОЙТОВ Г.И. и др. (1971) – О первых результатах геофизических и геохимических исследований сверхглубоких скважин. Сов. Геол., **1**, стр. 63–71.
- АЛЬТОВСКИЙ М.Е. (1958) – Значение природных условий физико-химических и биологических процессов в формировании подземных вод. Тр. Лаб. Гидрогеол. Проб. АН СССР, **16**, стр. 43–51.
- ЕЖОВ Ю.А. (1978) – О химической инверсии в подземной гидросфере. Сов. Геол., **12**, стр. 132–136.

- ЕЖОВ Ю.А. (1981) — Закономерности распространения химической инверсии в подземной гидросфере. Сов. Геол., 1, стр. 106—112.
- ЗАЙЦЕВ И.К. (1968) — Анализ основных гипотез формирования соляных рассольных вод в свете новейших данных. Сов. Геол., 1, стр. 58—67.
- КОЛОДИЙ В.В. (1975) — Подземные конденсационные солюционные воды нефтяных, газоконденсатных и газовых месторождений. Изд. Наукова Думка. Киев.
- КОЛОДИЙ В.В. (1977) — Условия формирования подземных вод палеогенового флиша Предкарпатского прогиба. В: Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геол. ассоциации. Изд. Наукова Думка. Киев.
- КОРЦЕНШТЕЙН В.Н., КИРЬЯШКИН В.М., ФИЛИН А.С. (1972) — Первые данные по глубинной гидрогеологии триасовых отложений Восточного Предкавказья. В: Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. Тр. ВНИИгазпрома, 6.
- ЛАГУНОВА И.А. (1979) — Условия проявления и особенности формирования вод пониженной минерализации в глубоких зонах осадочных бассейнов. Сов. Геол., 2, стр. 48—62.
- ЛАГУНОВА И.А., КАПЧЕНКО Л.Н. (1981) — Гидрогеохимические закономерности размещения зон нефтегазоаккумуляции в пределах молодых платформ. Геол. Нефти и Газа, 2, стр. 42—47.
- ЛЕБЕДЕВ Б.А., АРИСТОВА Г.Б., БРО Е.Г. и др. (1976) — Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Гидрометеоздат. Ленинград.
- ЛЕВШЕНКО Т.В. (1981) — Роль органического вещества при метаморфизации химического состава поровых вод современных бассейнов. Геол. Нефти и Газа, 4, стр. 38—41.
- НУДНЕР В.А. (1970) — Гидрогеология СССР, 16. Изд. Недра. Москва.
- ПОСОХОВ Е.В. (1969) — Происхождение содовых вод в природе. Гидрометеоздат. Ленинград.
- ПОСОХОВ Е.В. (1975) — Общая гидрогеология. Изд. Недра. Москва.
- РАЧИНСКИЙ М.З. (1970) — К проблеме гидрохимической инверсии в плиоцене Апшеронской нефтегазоносной области. Геол. Нефти и Газа, 10, стр. 31—35.
- РОЗИН А.А. (1977) — Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Изд. Наука. Новосибирск.

Витольд ВЕЙЛЬ

## О ВЕРТИКАЛЬНОЙ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ В ОСАДОЧНЫХ БАСЕЙНАХ

### Резюме

В связи с тем, что осадочный покров седиментационных бассейнов исследуется всё глубже, в последние годы наблюдается все больше отклонений от классического гидрохимического разреза, причем в этих отклонениях существует определенная закономерность. Это явление названо инверсией вертикальной гидрохимической зональности. Отличают: полную инверсию, выражающуюся явным понижением минерализации вод и сменой их химического типа с  $\text{Cl}-\text{Ca}$  на  $\text{HCO}_3-\text{Na}$  и частную инверсию, выражающуюся только снижением минерализации. Полная гидрогеохимическая инверсия происходит только в молодых осадочных бассейнах, в предгорных и межгорных впадинах, лежащих в пределах альпийской складчатости и в районах молодых платформ. Частная инверсия отмечается в наиболее тектонически активных и погруженных зонах старых платформ (фиг. 1).

Существует множество гипотез происхождения глубинных щелочных вод, обуславливающих процесс полной гидрогеохимической инверсии. Например: инфильтрация атмосферных осадков в глубокие области бассейнов; катионный обмен между кальцием пресных вод, выщелачивающих карбонатные породы, и адсорбированным ионом натрия в водоносных породах; отжатие поровых вод из глинистых толщ; дегидратация монтмориллонита в процессе эпигенетической перестройки; дистилляция и конденсация вод в пластовых условиях нефтегазоносных районов; испарение газопарожидких флюидов, состоящих из воды,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2$ .

Существенное значение в процессе образования глубинных щелочных вод имеет углекислота. Не отрицая определенного значения  $\text{CO}_2$  образовавшейся в результате преобразования рассеянного органического вещества, следует отметить, что в условиях высоких температур и давлений основная роль принадлежит глубинной углекислоте. Она может исходить из пород кристаллического фундамента и образовываться в осадочном покрове, как результат термометаморфических преобразований различных минералов.

Процесс инверсии вертикальной гидрогеохимической зональности возникает под влиянием следующих факторов:

- тектонического режима седиментационного бассейна,
- геотермического режима седиментационного бассейна,
- геологического времени.

Следует отметить факт наличия связи районов зональной и локальной гидрогеохимической инверсии с месторождениями углеводородов. Такая связь отмечалась по многим нефтегазоносным бассейнам СССР, на основании чего был сделан вывод о том, что зависимость эта определяется общими условиями генерации флюидов и, вероятно, совместной вертикальной миграцией в период наибольшей тектонической активности. В районах, где происходит гидрогеохимическая инверсия, наиболее достоверным показателем нефтегазоносности является степень гидрогеохимической дифференцированности, выражающейся значениями различных показателей (таб. 1) и коэффициентом контрастности. Этот показатель выражается отношением содержания конкретного элемента или химического соединения в водах нефтеносной или газоносной структуры к значению регионального гидрохимического фона.

В статье приводится краткая характеристика гидрогеохимической зональности нескольких гидрогеологических районов Польши.

Для мезозойского комплекса Восточно-Европейской и Центрально-Европейской платформ характерна нормальная гидрогеохимическая зональность. В цехштейновых водоносных горизонтах, подстилающих мезозой на большей части страны, наблюдается резкое повышение минерализации (аномальное распределение минерализации по вертикальному гидрогеохимическому разрезу), а затем понижение ее в красном лежне и нижележащем палеозое. Это явление, вероятно, связано с выщелачиванием соленосных серий или с остаточными послекристаллизационными щелочами и притоком этих сильно засоленных растворов в карбонатные водоносные горизонты цехштейна.

Совершенно иную картину представляет собой распределение минерализации вод во флишевых Карпатах (альпийская провинция — складчатое основание Карпат), не обусловленное глубиной. Происходит это, вероятно, ввиду существенного различия структурного строения платформенных и складчатых областей.

Witold WEIL

## ON VERTICAL HYDROGEOCHEMICAL INVERSION IN SEDIMENTARY BASINS

### Summary

Frequent departures from a classic hydrogeochemical profile have been recently revealed in result of increasing depth of penetration through a sedimentary mantle covering sedimentary basins. The phenomenon, presenting particular regularities of its own, has been designated as a vertical inversion of hydrogeochemical zonation. With respect to its nature the two types of the inversion have been distinguished: a complete one consisting in distinct decrease in both the water mineralization and the change in its chemical composition from Cl-Ca type to  $\text{HCO}_3$  - Na one; another is of partial nature, marked out with decrease in water mineralization only. Occurrence of the complete inversion is mostly limited to young sedimentary basins, intermontane depressions and foredeeps within areas of Alpine orogenies, and areas of young platforms as well. Buried zones of old platforms, tectonically most active can be respectively pointed out as the type areas for occurrence of the partial inversions (Fig. 1).

There are many hypotheses capable of explanation the origin of hypogenic alkaline waters responsible for formation of the complete hydrogeochemical inversion. Noteworthy are hypotheses: of percolation of water to deep parts of the basins, of base exchange of calcium in fresh waters leaching the calcareous rocks and sodium ion adsorbed in water-bearing rocks, of squeezing out a porous water from clay formation, of dehydration of montmorillonite during processes of epigenetic alterations, of distillation and condensation of water under deep subsurface conditions existing in oil- and gas-bearing fields, and of exhalation of vaporous and gaseous fluids composed of water,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ , and  $\text{H}_2$ .

Carbon dioxide plays important part in process of generation of hypogenic alkaline waters. It is impossible to negate position of  $\text{CO}_2$  originating in result of decay of scattered organic substance; it is worth noting, however, that under high temperatures and high pressure the paramount importance is attributed to the hypogenic carbon dioxide. It can evolve from crystalline rocks of basement or originate in particular formations of sedimentary cover from thermo-metamorphic alterations of various minerals.

The following factors affect the formation of vertical hydrogeochemical inversion:

- tectonic regime within sedimentary basin,
- geothermal regime within sedimentary basin,
- geologic time.

It seems worth stressing that there is a close relation of areas with zonal and local occurrences of hydrogeochemical inversions and hydrocarbon accumulations. The relation has been revealed in numerous oil and gas fields in the Soviet Union. This makes it possible to conclude a common conditions governing the origin of both types of fluids; furthermore, a common vertical migration during periods tectonically most active seems to be most likely contributed to the relation mentioned above. Rate of diversification of hydrogeochemical environment can be taken in areas of the hydrogeochemical inversions as an indicator of oil and gas potential. The index is expressed by set of particular factors (Tab. 1) and a coefficient of contrast as well. The latter is determined by a ratio of content of any element or chemical compound in waters existing within oil and gas structure and the value of regional hydrogeochemical background.

Nature of the vertical hydrogeochemical inversions existing in some selected ground-water provinces in Poland has been briefly discussed. A normal vertical hydrogeochemical zonation is in principle the main feature of the Mesozoic complex within the East- and the Central-European Platform province. In underlying Zechstein water-bearing horizons existing in most part of Poland's territory, an impressive increase in total salinity is observed (which governs an abnormal distribution of mineralization along their vertical hydrogeochemical profiles), while decrease in mineralization is strongly marked within the Rotliegendes and older Paleozoic formations. The phenomenon undoubtedly results from leaching

---

salt series or eventually from participation of post-crystallization residual lyes and inflow of these high-saline fluids to calcareous Zechstein aquifers.

Water mineralization in the Flysch Carpathians (a folded Carpathian socle in the Alpine province) presents quite different distribution, without its depth consequence. It is most likely that the case comes from essential differences in geologic structures of the folded and the platform areas (of the Polish Lowland).