BOHDAN KOZERSKI
Politechnika Gdańska

WODY PODZIEMNE OKOLIC GDAŃSKA

UKD 556.3(438.161)

W 1869 r. wybudowano ujęcie wód podziemnych, które służyło zaopatrzeniu w wodę Gdańska. Powstało ono w odległości 15 km od miasta na Pojezierzu Kaszubskim w miejscowości Pręgowo. Woda, zbierana na wys. 122–101 m npm, przez system drenów, spływa z wysokości rurociągiem do zbiornika na przedmieściu Orunia, a stąd również grawitacyjnie jest doprowadzana do sieci miejskiej.

Powstanie ujęcia w Pręgowie nie jest oczywiście początkiem wykorzystania wód podziemnych w Gdańsku. Sięgano po nie zapewne od zarania dziejów miasta, chociaż ich jakość nie szła w parze z obfitością występowania. Gdańsk rozbudował się na utworach deltowych u ujścia Motławy do jednego z dwóch głównych ramion Wisły. Miasto dysponowało więc zarówno wodami powierzchniowymi, jak i podziemnymi.

Wody rzeczne znajdowały się, podobnie jak obecnie, pod wpływem morza i okresowo ulegały zasoleniu. Występujące w utworach aluwialno-deltowych wody podziemne z uwagi na złą jakość nie mogły zaspokoić wszystkich potrzeb miasta. Sytuacja ta uległa zdecydowanej zmianie po wybudowaniu w pierwszej poł. XIV w. kanału doprowadzającego do Gdańska wody Raduni. Wody te miały nieporównanie wyższe walory smakowe i zdrowotne niż wody dostępne na terenie miasta. Wody kanału zwanego Młyńskim już od poł. XIV w. rozprowadzano do użytkowników drewnianym rurociągiem (2). Ten system wykorzystujący wody powierzchniowe służył miastu przez ponad pięć wieków.

Od chwili budowy ujęcia w Pręgowie wody podziemne nabrały zasadniczego znaczenia w zaopatrzeniu w wodę Gdańska, a z czasem stały się jej jedynym źródłem. Na początku XX w. odkryto wodonośne utwory plejstocenu pod osadami delty na terenie miasta. Powstaje ujęcie Kamienna Grodza wraz ze stacją odżelaziania wody. W tym samym prawie czasie stwierdzono występowanie wód artezyjskich w osadach kredy górnej. Rozpoczął się okres coraz intensywniejszej eksploatacji wód podziemnych, w pełni zaspokajający potrzeby rozwijającego się miasta i przemysłu. Wzrastał stopień rozpoznania warunków hydrogeologicznych, które okazały się nader korzystne.

Na początku lat osiemdziesiątych pobór z trójmiejskich ujęć wód podziemnych wynosił ok. 15 000 m^3/h, tj. ponad 350 000 m^3/dobę. Już wcześniej zaznaczyły się a obecnie nasilają niekorzystne zjawiska wywołane nadmierną eksploatacją, postępującą urbanizacją, a przede wszystkim wnikaniem zasolonych wód powierzchniowych w przybrzeżne warstwy wodonośne. Wody podziemne nie mogłyby już obecnie, a szczególnie w przyszłości pokryć pełnego zapotrzebowania Gdańska na wodę. Po przeszło 100 latach sięgnięto ponownie po wody rzeki Raduni. Powstało ujęcie w Straszynie o wydajności 100 000 m^3/d. Jakość wód z tego ujęcia budzi jednak zastrzeżenia i niezadowolenie mieszkańców Gdańska.

OGÓLNE WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Zasoby słodkich wód podziemnych w okolicach Gdańska należą do najobfitszych w Polsce. Występują one w utworach górnej kredy, trzeciorzędu i czwartorzędu. W triasie napotyka się silnie zmineralizowane solanki. W hydrogeologii regionu daje się zaobserwować pewną specyfikę, na którą składają się:

- oddziaływanie morza, jako podstawowej bazy drenażu na przepływ wód podziemnych,
- występowanie wzdłuż brzegu pasa nizin z korzystnie wykształconymi seriami wodonośnymi,
- istnienie zróżnicowanych genetycznie wód zasolonych,
- wysokie wyniesienie i morfologiczne urozmaicenie obszarów zasilania,
- piętrowość występowania wód podziemnych w dobrze wykształconych i szeroko rozprzestrzenionych warstwach wodonośnych,
- zaleganie w spągu osadów kredy i jurze serii osadów słaboprzepuszczalnych oddzielających słodkie wody pięter wyżejległych od silnie zmineralizowanych solanek mezozoiku,
- duża koncentracja ujęć i ich intensywna eksploatacja,
- utrudnione warunki ochrony wód podziemnych przed postępującą urbanizacją i uprzemysłowieniem.

Wymienione tu cechy wynikają w przewadze z warunków geomorfologicznych, geologicznych i hydrogeologicznych, które pozwalają uznać rejon Gdańska jako wyodrębniającą się jednostkę hydrogeologiczną.

Wydzielenie to jest uzasadnione również warunkami krążenia wód podziemnych i formowania się ich składu chemicznego (12). Występujące w tej jednostce piętra i poziomy wodonośne pozostają ze sobą we wzajemnych zależnościach i stanowią części systemu wodonośnego, który ma regionalny zasięg. Wiąże go główny obszar zasilania, jakim jest wysoczyzna morenowa Pojezierza Kaszubskiego i strefa drenażu rozciągająca się na nizinach nadmorskich i pod dnem Zatoki Gdańskiej.

Przyjmując schemat krążenia wód Totha (19), w gdańskim systemie wodonośnym wyróżniamy trzy rodzaje przepływu wód podziemnych (10): lokalny, przejściowy, regionalny (ryc. 1).

W przepływie lokalnym biorą udział wody gruntowe i płytsze wody wgłębne (przyjmując klasyfikację Z. Pazdry 13). Wody tego systemu są drenowane na Pojezierzu Kaszubskim przez dopływy Wierzycy, Kłodawy, Redy i Łeby, a także przez wiele jezior zasilanych wodami podziemnymi. Część przepływu lokalnego może trafić do wymienionych rzek i jezior przez lateralny dopływ do ich dolin. Przepływ ten może się również przejawiać występowaniem źródeł położonych powyżej lokalnych baz drenażu. Część wód przepływu lokalnego przenika na drodze przesączania do przejściowego przepływu wód.

Można przyjąć, że przejściowy przepływ wód odbywa się poniżej poziomu głównych rzek Pojezierza Kaszubskiego. System ten może być również drenowany przez te rzeki lub głębokie jeziora rynnowe bezpośrednio lub na drodze pionowego ascenzyjnego przesączania. Zjawisko to zachodzi intensywnie w strefie przykrawędziowej pojezierza, w miejscach głęboko wciętych dolin rzecznych. Natężenie drenażu wód w przepływie przejściowym jest największe w strefach, w których występują w podłożu

plejstoceńskim doliny kopalne, wypełnione osadami o dużej przepuszczalności.

Część wód przepływu przejściowego przesącza się do niżej położonych pięter wodonośnych, objętych przepływem regionalnym. Zasięg przepływu regionalnego jest wyznaczony rozprzestrzenieniem gdańskiego górnokredowego basenu artezyjskiego. Obszar występowania tego basenu, określony przez A. Sadurskiego (17), pokrywa się również z wydzieloną gdańską jednostką hydrogeologiczną i gdańskim systemem wodonośnym.

Kredowe piętro wodonośne spełnia główną rolę w regionalnym przepływie, zapewniając drogi migracji wód od obszaru zasilania na Pojezierzu Kaszubskim do obszaru drenażu na terenie Żuław, Zatoki Gdańskiej i pradoliny Redy. Serie czwartorzędowe wymienionych nizin nadmorskich otrzymują wody wstępujące z regionalnego systemu przepływu, jak również w strefie przykrawędziowej z systemu przejściowego.

Seria mułowcowo-ilasta górnej kredy występująca w rejonie Gdańska od ok. 300 m ppm, stanowi naturalną dolną granicę regionalnego systemu przepływu. W przyspągowych partiach regionalnego przepływu znajdują się wody najstarsze, podlegające najwolniejszej wymianie. Są one częściowo drenowane na peryferiach gdańskiej jednostki hydrogeologicznej, a więc na obszarze ujściowego odcinka Wisły i pod Zatoką Gdańską na wysokości Helu.

Warunki formowania się składu chemicznego wód w analizowanej jednostce są związane z wydzielonymi rodzajami przepływu wód. Chemizm wód zależy bowiem od tempa ich wymiany i składu mineralnego skał. W przepływach — lokalnym i pośrednim dominują wody typu HCO_3-Ca. W przepływie regionalnym występują głównie wody typu HCO_3-Na.

CHARAKTERYSTYKA PIĘTER WODONOŚNYCH

Wody w utworach triasu

W gdańskiej części syneklizy perybałtyckiej rozpoznano i ujęto, jak dotąd, wody triasu w Krynicy Morskiej i Sopocie (14). Występują one w piaskowcach i piaskach na głęb. 800—900 m, stanowiących przewarstwienia słaboprzepuszczalnego kompleksu skał ilastych. Powierzchnia piezometryczna tych wód wznosi się od 20 m w części zachodniej, do 40 m npm w części wschodniej regionu.

Przy samowypływie ze studni uzyskano wydajności blisko 1000 m^3/d. Temperatura wody sięga 24°C, a ogólna mineralizacja 4,0%. Jest to solanka o zawartości jodu (2,1 mg/dm^3) i bromu (97,2 mg/dm^3).

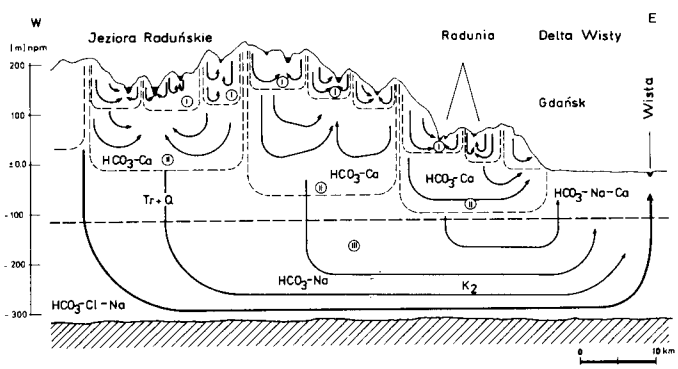
Wody w utworach kredy

Charakterystykę gdańskiego basenu artezyjskiego przedstawił w kilku pracach A. Sadurski (16, 17). Wcześniej autor ten, w nawiązaniu do prac P. Sonntaga (18) i Z. Pazdry (12) określił zasięg piaszczystej wodonośnej serii kredy, wyjaśnił ogólną dynamikę, a co istotniejsze przedstawił koncepcję paleohydrogeologicznego rozwoju zbiornika.

Osady kredy górnej są w regionie gdańskim wyraźnie trójdzielne pod względem litologicznym, o łącznej miąższości 300—600 m (ryc. 2)

Część dolna to osady ilasto-piaszczyste, część środkową stanowią piaski glaukonitowe, osiągające w okolicach Gdańska miąższość ok. 100 m. Seria piaszczysta jest przykryta utworami węglanowo-krzemionkowymi, których strop na całym prawie obszarze znajduje się na głęb. ok. 100 m ppm, a miąższość między Gdańskiem i Sopotem wynosi 50 m. Występujące w środkowym ogniwie utworów kredowych piaski glaukonitowe stanowią bardzo wartościowy zbiornik wód podziemnych o powierzchni ok. 4000 km^2, zwany gdańskim basenem artezyjskim. Zasilanie zbiornika ma charakter pośredni i odbywa się na Pojezierzu Kaszubskim. Wody podziemne spływają na północny wschód do Zatoki Gdańskiej i ku Wiśle. Naturalny poziom piezometryczny w obszarach nizin nadmorskich i zachodniej części delty Wisły osiągał 18 m powyżej poziomu morza.

Gdański zbiornik artezyjski jest intensywnie eksploatowany przez ok. 80 studzien o głęb. 180—220 m. Wydajność studni wynosi ok. 80 m^3/h, a rzeczywisty

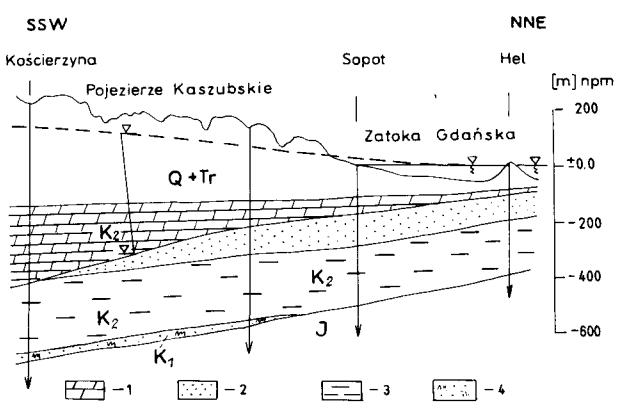


Ryc. 1. Schemat obiegu wód podziemnych w rejonie Pojezierza Kaszubskiego

I — obieg lokalny, II — obieg przejściowy, III — obieg regionalny, Q — czwartorzęd, Tr — trzeciorzęd, K_2 — kreda górna

Fig. 1. The groundwater circulation scheme in the Kaszuby Lake district

I — local circulation, II — intermediate circulation, III — regional circulation, Q — Quaternary, Tr — Tertiary, K_2 — Upper Cretaceous



Ryc. 2. Przekrój hydrogeologiczny w rejonie Gdańska

1 — wapienie, gezy i margle, 2 — piaski, 3 — mułki i iły, 4 — piaski pylaste, Q — czwartorzęd, Tr — trzeciorzęd, K_2 — kreda górna, K_1 — kreda dolna, J — jura

Fig. 2. The hydrogeological cross-section from the Gdańsk region

1 — carbonates, gaizes and marls, 2 — sands, 3 — silts and clays, 4 — silty sands, Q — Quaternary, Tr — Tertiary, K_2 — Upper Cretaceous, K_1 — Lower Cretaceous, J — Jurassic

łączny pobór wód określa się obecnie na 3000 m^3/h, tj. ok. 70 000 m^3/d. W konsekwencji stale wzrastającego poboru rozwinął się rozległy lej depresyjny, w którego centrum poziom piezometryczny znajduje się kilka, a miejscami kilkanaście metrów poniżej poziomu morza. Obniżenie to sięga również pod przybrzeżne akweny Zatoki Gdańskiej. Zmiany w hydrodynamice basenu doprowadziły do zmniejszenia zasilania wyższych pięter wodonośnych. Należy stwierdzić, że mimo znacznego postępu w poznaniu warunków występowania wód piętra kredowego w regionie gdańskim, wiele bardzo ważnych problemów czeka jeszcze na wyjaśnienie.

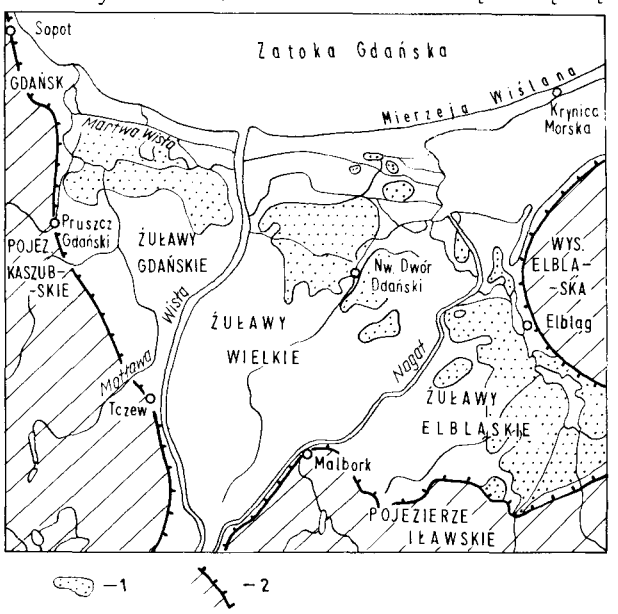
Wody w utworach trzeciorzędowych

Wody piętra trzeciorzędowego mają w regionie gdańskim ograniczone znaczenie. Występują one w piaszczystych przewarstwieniach mioceńskiej formacji lignitowej, której miąższość sięga miejscami 100 m. Ilość wód pobieranych z wodonośnych serii miocenu w całym regionie wynosi ok. 20 000 m^3/d. i w ogólnych zasobach wód nie odgrywa większej roli. Utwory miocenu stanowią jednak ważne ogniwo w pośrednim i regionalnym obiegu wód.

Wody w utworach czwartorzędowych

Zróżnicowanie geomorfologiczne regionu gdańskiego znajduje również odzwierciedlenie w warunkach hydrogeologicznych. Warunki te są przedstawiane zwykle oddzielnie dla dominujących form powstałych w plejstocenie i okresie postglacjalnym, a więc: wysoczyzny morenowej Pojezierza Kaszubskiego, delty Wisły, tarasu nadmorskiego, pradoliny Redy i mierzei (ryc. 3). Największą odrębność wykazują wody podziemne pojezierza i mierzei. Na nizinach nadmorskich warunki występowania wód podziemnych są bardziej zbliżone.

Wysoczyzna Pojezierza Kaszubskiego jest oddzielona od nizinnych obszarów nadmorskich stromą krawędzią.



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny

1 – tereny depresyjne, 2 – krawędzie wysoczyzn morenowych

Fig. 3. The geomorphological sketch

1 – depression areas, 2 – margins of moraine uplands

Najwyższe punkty wysoczyzny osiągają 300 m npm, a znaczne połacie wznoszą się na wysokość ponad 200 m. Pod względem litologicznym jest to kompleks utworów polodowcowych złożony głównie z naprzemianległych warstw piasków i glin. Powierzchnia porozcinana jest licznymi ciekami i głębokimi jeziorami wypełniającymi rynny polodowcowe.

Na obszarze pojezierza nie można wydzielić szerzej rozprzestrzenionego poziomu wód podziemnych. Jest ich zwykle kilka, niektóre o zasięgu lokalnym, inne mają kontakt z wodami głębszych jezior i leżącymi głębiej utworami miocenu. Ten skomplikowany system ma pierwszorzędne znaczenie dla wód podziemnych całego regionu. Na pojezierzu odbywa się ich zasilanie i kształtuje się reżim hydrodynamiczny. Warunki hydrogeologiczne pojezierza są jednak mało poznane, mimo postępu dokonanego w pracach B. Wróbla (20) i H. Jankowskiej (3). Należy podkreślić, że znaczny odpływ wód podziemnych z wysoczyzny odbywa się przez pogrzebane doliny lodowcowe wypełnione utworami przepuszczalnymi, pozostającymi w kontakcie z seriami wodonośnymi przyległych nizinnych struktur geologicznych (6). Znaczna ilość wód dostaje się również do kredowego basenu artezyjskiego przez przesiąkanie (17).

Delta Wisły stanowi rozległy fragment obszaru Gdańska i jego okolic, a miasto jest usytuowane w jej zachodniej części na granicy z Pojezierzem Kaszubskim.

Powierzchniowe osady delty są złożone z utworów fluwialnych, których miąższość dochodzi do 30 m. W ich stropie przeważają torfy i namuły, niżej piaski drobnoziarniste. Pod osadami holocenu występują piaski średnio- i gruboziarniste plejstocenu, osiągające miejscami miąższość do 50 m. Seria ta łącznie z utworami piaszczystymi holocenu stanowi główny czwartorzędowy poziom wodonośny. Zwierciadło wody jest swobodne lub lekko napinane przez słaboprzepuszczalne utwory organiczne. Układa się ono na wysokości kilku metrów w pobliżu krawędzi i schodzi poniżej poziomu morza na terenach depresyjnych.

Najkorzystniejsze warunki hydrogeologiczne występują wzdłuż zachodniej granicy delty między Pruszczem Gdańskim a Gdańskiem. Poziom wodonośny jest zasilany tu przez dopływ z wysoczyzny i przez przesiąkanie wód kredy. Z pojedynczej studni można uzyskać wydajność do 400 m^3/d., a na odcinku długości 5 km pobiera się ponad 60 000 m^3/d.

Na obszarze delty bardzo ważne znaczenie ma jakość, a przede wszystkim występujące zasolenie wód (8, 11).

Taras nadmorski to równinny obszar o powierzchni ok. 15 km^2 rozciągający się między Gdańskiem a Sopotem. Miąższość utworów piaszczystych stanowiących bardzo ważny poziom wodonośny osiąga ok. 50 m. Rozdzielany on jest przez dość szeroko rozprzestrzeniony pokład glin zwałowych i iłów, który przykrywa utwory piaszczyste również i pod dnem przybrzeżnych akwenów Zatoki Gdańskiej.

Zwierciadło wód podziemnych na tarasie ma charakter swobodny i obniża się od wysoczyzny do brzegu morza, gdzie pierwotnie wznosiło się ok. 2 m powyżej poziomu morza. Oznacza to, że drenaż tych wód w części odbywał się w odległości kilku kilometrów od brzegu w Zatoce Gdańskiej.

Warstwa wodonośna tarasu jest eksploatowana z wydajnością ok. 72 000 m^3/d. Stanowi ona fragment głównego czwartorzędowego piętra wodonośnego. Wody podziemne tarasu znalazły się w trudnej sytuacji z punktu widzenia ich ochrony, w wyniku postępującej urbanizacji

i groźby zasolenia przez intrudujące zasolone wody powierzchniowe.

Pradolina Redy jest jedną z dominujących form geomorfologicznych regionu o dużym znaczeniu hydrogeologicznym. Jej dno stanowią obecnie osady fluwioglacjalne złożone z piasków i żwirów o miąższości dochodzącej do 40 m. Sytuacja ta jest analogiczna do opisanej już przy tarasie nadmorskim.

Piaski fluwioglacjalnej pradoliny są przykryte miejscami torfami, namułami i piaskami aluwialnymi Redy. Stosunki wodne zlewni tej rzeki przedstawił B. Wróbel (20).

Seria piaszczysta występująca w dnie pradoliny stanowi bardzo dobrą warstwę wodonośną. Zwierciadło wody obniża się ku jej ujściu. Przykrywająca w strefie brzegowej, warstwę wodonośną, seria ilasta sprawia, że powierzchnia piezometryczna układała się ok. 4—5 m npm. Tak więc drenaż wód podziemnych pradoliny odbywa się również na obszarze Zatoki Gdańskiej przez ich przesiąkanie, a być może i na wychodniach warstwy wodonośnej w dnie morza (4, 5).

Warstwa wodonośna pradoliny jest od lat intensywnie eksploatowana; pobór wód na odcinku długości ok. 12 km wynosi ponad 80000 m^3/d., a znaczna liczba studzien jest usytuowana na brzegu morza. Mimo to od blisko 50 lat woda nie wykazuje zwiększonego zasolenia.

Na całej długości, zajętej przez ujęcia części pradoliny, utworzył się wydłużony lej depresyjny, który w części wschodniej sięgnął na obszar Zatoki Gdańskiej. Znaczny pobór wód nie wywołuje wyraźnych negatywnych skutków. W części ujęcia Redy zaobserwowano wyraźny wzrost zawartości związków żelaza.

Mierzeje regionu gdańskiego charakteryzują się znaną w tych formach specyfiką występowania wód podziemnych. Utwory wodonośne, złożone głównie z piasków morskich nadbudowanych wydmami, osiągają miąższość 30—40 m. Podścielone są one słaboprzepuszczalnymi osadami holocenu lub glinami zwałowymi. Zwierciadło wód gruntowych zarówno na Mierzei Wiślanej jak i Półwyspie Helskim układa się na rzędnych mniejszych od 1 m npm. Mała różnica gęstości wód morskich i słodkich sprawia jednak, że w osi obu mierzei soczewki tych ostatnich sięgają stropu utworów słaboprzepuszczalnych.

Warunki eksploatacji wód są tu trudne. Wydajności studzien, w których depresje nie schodzą poniżej poziomu morza, w korzystnej sytuacji nie przekraczają 5 m^3/h. Zagadnienie zasobów wód i ich odnawialność jest omówione szerzej w szkicu poświęconym hydrogeologii mierzei A. Sadurskiego i K. Jesionka (15).

Chwiejna równowaga wód morskich i słodkich na mierzejach w kilku miejscach została naruszona. Prowadzi to do wzrostu zasolenia wód podziemnych, szczególnie w okresach ich wzmożonego poboru, znacznie powyżej normy dopuszczalnej dla wód pitnych.

ANTROPOGENICZNE ZMIANY WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH

O zmianach w hydrodynamice piętra kredowego wspomniano już omawiając występowanie wód tego piętra. Znacznie poważniejsze są jednak przekształcenia w czwartorzędowym piętrze wodonośnym i wiążą się przede wszystkim z wysokim poborem wód. Pobór ten doprowadził do powstania rozległego leja depresji o regionalnym zasięgu, którego powierzchnia jest szacowana na ok. 150 km^2 (9). Zmienione zostały w ten sposób naturalne warunki hydrodynamiczne. Zmiany te dotyczą wielkości i kierunków dopływu wód. Czynniki te są główną przyczyną zmian ich chemizmu, najjaskrawiej objawiają się w zasoleniu i wahającej się, podwyższonej zawartości żelaza.

Największa ilość wielkich ujęć miejskich i przemysłowych jest skoncentrowana na nizinach nadmorskich. W konsekwencji nastąpiło zachwianie naturalnej równowagi między słonymi wodami morza i Martwej Wisły oraz słodkimi wodami podziemnymi czwartorzędu. Największe zasolenie spowodowane przenikaniem do warstw wodonośnych wód pochodzenia morskiego, ma miejsce na ujęciach położonych na zachodnim skraju delty Wisły. Ujęcia te w większości są zlokalizowane wzdłuż brzegów rzeki Motławy i Martwej Wisły. Wody tych rzek wykazują zasolenie sięgające 2000 mg/dm^3. Warstwa wodonośna obszaru delty w rejonie Gdańska nie kontaktuje się bezpośrednio z zasolonymi wodami powierzchniowymi i oddzielona jest od nich zwykle serią osadów aluwialnych o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. Warunki te sprawiły, że dopiero po kilku, a czasem kilkudziesięciu latach eksploatacji studzien wody ulegają wyraźnemu i stale wzrastającemu zasalaniu. Pojawiło się ono szybciej w ujęciach położonych w odległości 80—300 m od Martwej Wisły. W 1965 r. osiągnęło stężenie 1300 mg/dm^3, a w 1975 r. — 2000 mg/dm^3. Front zasolenia rozprzestrzeniał się dalej na południe i objął swym zasięgiem jedno z dużych ujęć komunalnych odległe od Martwej Wisły o ok. 2 km. Jeszcze w 1971 r. zasolenie wynosiło tu ok. 300 mg/dm^3, w 1978 r. osiągnęło 1000 mg/dm^3, a obecnie w niektórych studniach wynosi 2000 mg/dm^3.

Wzrost zasolenia na omawianym ujęciu komunalnym spowodowany jest kilkoma czynnikami. Wyłączono z eksploatacji ujęcia położone bliżej Martwej Wisły i w ten sposób ich studnie przestały pełnić rolę bariery drenażowej. Jednocześnie rozpoczęło pracę duże ujęcie komunalne, położone na południe od omawianego rejonu, co zmniejszyło znacznie dopływ wód słodkich od strony wysoczyzny Pojezierza Kaszubskiego. W tym samym czasie zostało ograniczone również przesiąkanie wód ze starszych pięter wodonośnych.

Obok zasolonych wód Martwej Wisły, do przybrzeżnych poziomów wodonośnych intrudują również na obszarze tarasu nadmorskiego zasolone wody Zatoki Gdańskiej. Proces ten jest jednak dużo powolniejszy, ponieważ warstwy wodonośne są przykryte osadami nieprzepuszczalnymi również i pod przybrzeżnymi akwenami. Jednakże w dwóch otworach obserwacyjnych ujęcia komunalnego, składającego się z szeregu 30 studzien, zlokalizowanych w odległości 600—1500 m od brzegu morza, zauważono od 1983 r. wyraźny, choć niewysoki jeszcze wzrost zasolenia wód. Piezometry, w których stwierdzono wzrost stężenia chlorków (maksymalne wartości ok. 200 mg/dm^3 w 1986 r.) znajdują się między linią ujęcia a brzegiem morza.

Jednym z bardziej widocznych skutków eksploatacji jest wzrost zawartości żelaza w wodach podziemnych w Trójmieście. Proces ten obserwuje się na ujęciach, gdzie w nadkładzie warstwy wodonośnej występują osady organiczne. Sytuacja taka istnieje w delcie Wisły i w pradolinie Redy. W obrębie tych jednostek morfologicznych rozwój leja depresji i wahania poziomu wód podziemnych doprowadziły do wzrostu zawartości żelaza od ok. 1 mg/dm^3 w okresie początkowym do 5—6 mg/dm^3, a sporadycznie i do 10 mg/dm^3 po kilku latach eksploatacji ujęć (1, 7).

Częstym zjawiskiem jest również podwyższona zawartość siarczanów. Nie są to wartości przekraczające normy ustalone dla wód pitnych. Jednak oscylują w granicach 100 – 150 mg/dm^3, podczas gdy naturalne tło wód czwartorzędowych wynosi najczęściej kilkanaście do 30 mg/dm^3. Podwyższona zawartość siarczanów występuje w wodach pochodzących zarówno z tarasu nadmorskiego, Żuław Gdańskich, jak i pradoliny Redy.

Poza opisanymi konsekwencjami intensywnej eksploatacji, istnieją również w czwartorzędowym piętrze wodonośnym zmiany spowodowane działalnością przemysłu i urządzeń komunalnych. Ogniska zanieczyszczeń stanowią tu składowiska odpadów przemysłowych i miejskich, wody kanałów portowych oraz pyły i gazy. Istnieje też zagrożenie ze strony komunikacji. Drogi na tarasie nadmorskim przebiegają miejscami w odległości ok. 50 m od linii studzien ujęcia. Duże niebezpieczeństwo powstałoby w wypadku awarii na drogach (np. cysterny z materiałami pędnymi czy chemikaliami). Również na tarasie nadmorskim, w sąsiedztwie studzien ujęć komunalnych, znajduje się przeciążona oczyszczalnia ścieków.

Badania nad wpływem składowisk odpadów przemysłowych na wody podziemne objęły przede wszystkim hałdę fosfogipsów – odpadu z produkcji nawozów sztucznych. Badania wykazują jednak, że skażenie dotyczy głównie wód powierzchniowych w kanałach melioracyjnych.

Wspomniano już, że zmiany warunków hydrogeologicznych na obszarach zurbanizowanych wynikają ze zmniejszonego zasilania wód podziemnych przez infiltrację opadów, na skutek zabudowy i uzbrojenia terenu. Zjawisko to występuje również i w Trójmieście, a najbardziej daje się zauważyć na tarasie nadmorskim. Obszar ten jest sukcesywnie zabudowywany. Powstają tu nowe i rozbudowują się istniejące osiedla, coraz mniej jest zieleni. Tak więc bezpośrednia infiltracja, jako składowa zasilania warstwy wodonośnej ma tu ograniczone znaczenie. Szacuje się, że podczas gdy dopływ lateralny do wód czwartorzędowych tarasu wynosi ok. 48 000 m^3/d., a przesiąkanie ze starszych warstw ok. 24 000 m^3/d., bezpośrednia infiltracja nie przekracza 2 000 m^3/d. i maleje wraz z rozwojem zabudowy (6).

PODSUMOWANIE

Bogate zasoby wód podziemnych Trójmiasta znajdują się pod wyraźnym wpływem rozwijającej się aglomeracji miejskiej. Intensywna eksploatacja spowodowała powstanie rozległych lejów depresji we wszystkich wykorzystywanych poziomach wodonośnych. Doszło w nich do wyraźnych, niekorzystnych przeobrażeń składu chemicznego. Zasadnicze znaczenie ma wzrost zasolenia wód w utworach czwartorzędowych, spowodowany przenikaniem słonych wód powierzchniowych do wód podziemnych.

Obserwuje się również wpływ innych czynników na ilość i jakość wód podziemnych. W przyszłości wpływ ten może się powiększyć z uwagi na lokalizację ujęć na terenie miejskim. Uniemożliwia to wytyczenie odpowiednich stref ochronnych i zabezpieczenie ujęć przed negatywnym wpływem urbanizacji. Można przypuszczać, że w perspektywie kilkudziesięciu lat zachowanie trójmiejskich ujęć wód z osadów czwartorzędowych w obecnym stanie będzie niemożliwe.

Wody na obszarze istniejących ujęć ulegać bowiem będą jakościowej degradacji. Należy się zatem liczyć z koniecznością poszukiwania nowych terenów w obrębie zbiornika czwartorzędowego, przydatnych do ujmowania wód podziemnych. Trudno oczekiwać, aby udało się znaleźć strefy o tak korzystnych hydrogeologicznych i technicznych warunkach, jak dotychczas.

LITERATURA

1. Alenowicz M., Kozerski B. – Proceedings of the 2nd Polish – Kongoslar Symposium on Research on Hydraulic Engineering. Begoro Razddje, 1986 s. 267 – 279.
2. Biskup M. – Historia Gdańska. T. 1. Wyd. Morskie, 1985.
3. Jankowska H. – Związki wód podziemnych z jeziorami rynnowymi górnego dorzecza Raduni. Maszynopis, pr. dokt. Uniw. Gdański, 1979.
4. Kozerski B. – Tech. i Gosp. Morska, 1977 nr 12 s. 735 – 738.
5. Kozerski B. – Proceedings of Serenth Salt Water Intrusion Meeting. Uppsala, 1981 s. 83 – 89.
6. Kozerski B. – Rozwój regionalnych badań hydrogeologicznych w Polsce. Mat. Symp. Warszawa, 1983 s. 131 – 151.
7. Kozerski B., Prejzner Z., Sukowski T. – Arch. Hydrotechniki, 1983 t. 30 z. 4 s. 303 – 314.
8. Kozerski B., Kwaterkiewicz A. – Ibidem, 1984 t. 31 z. 3, s. 231 – 255.
9. Kozerski B., Sadurski A. – Proceedings of 19th Congress of the International Association of Hydrogeologists. Karlove Vary, 1986 Memories, 1987 vol. 19 p. 1 s. 143 – 152.
10. Kozerski B., Macioszczyk A. i in. – Ann. Soc. Geol. Pol., 1987 vol. 57 s. 349 – 374.
11. Kozerski B., Kwaterkiewicz A. – Mat. IV Ogólnopol. Symp., Wyd. Morskie, 1988 cz. 1 s. 1 – 21.
12. Pazdro Z. – Prz. Geol., 1958 nr 6 s. 241 – 244.
13. Pazdro Z. – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., 1964.
14. Płochniewski Z. – Prz. Geol., 1974 nr 7 s. 315 – 319.
15. Sadurski A., Jesionek K.S. – Inż. Morska, 1980 nr 5 s. 185 – 191.
16. Sadurski A. – Rozwój regionalnych badań hydrogeologicznych w Polsce. Mat. Symp. Warszawa. Wyd. AGH, 1983 s. 197 – 207.
17. Sadurski A. – Tech. Posz. Geol., 1984 nr 3 s. 28 – 32.
18. Sonntag P. – Geologie von Westpreussen. Berlin, 1918.
19. Toth J. – J Geophys Res., 1963, nr 68 s. 4795 – 4812.
20. Wróbel B. – Biul. Inst. Geol., 1960 t. I.

SUMMARY

In the Gdańsk region the underground waters are present in the Triassic, Cretaceous, Tertiary and Quaternary deposits. The highly condensed brines were found in the Triassic rocks at depth of 850 m. Younger aquifers contain great resources of fresh waters of high utilizable value and from so called "Gdańsk aquifer system". It is limited to area of the Upper Cretaceous arthesian basin and covers an area of about 4000 square kilometres. Water concentrates here in fine glauconitic sands (Fig. 2). The Quaternary aquifer expands in the deposits of Vistula

River delta, backshore terrace and Reda River paleovalley (Fig. 3). The regional, intermediate and local underground water flows are distinguished within the Gdańsk aquifer system (Fig. 1). The feeding area for all aquifers is the morphologicaly diversified upland of Kaszuby Lake district. The drainage acts in the seaside lowland belt, fringing the Vistula River delta and under bottom of the Gdańsk Bay.

Waters in the Cretaceous and Quaternary aquifers are profoundly exploited. Their consumption for Gdańsk and Gdynia cities is fixed at about 350 000 m^3/day and made regional cone of depression, which changed primary flow directions. It impended over quality and amount of waters and reflects in growing saltness of aquifers by saline surface waters, intruding mainly along the Dead Vistula River riversides.

The advenced urbanization and factries make possibilities to polute the aquifers from surface. The protection of seaside lowland waters, poorly isolated from surface, is difficult and often impossible. In such situation increases importance of the Kaszuby Lake district, which could be in future the main water feeder for groundwaters of the Gdańsk region.

РЕЗЮМЕ

Подземные воды в районе Гданска находятся в отложениях триаса, мела, а также третичного и четвертичного периодов. В триасе на глубине около 850 м находятся сильно концентрированные соляные рассолы. Младшие водоносные ярусы содержат большие запасы высококачественных пресных вод, образующие так называемую Гданскую водоносную систему. Ее границы определяются распространением артезианского бассейна верхнего мела. Площадь бассейна равняется около 4000 $км^2$, а вода находится в мелкозернистых глауконитовых песках (рис. 2). В четвертичных отложениях благоприятно развита водоносная серия простирается в осадках дельты Вислы, приморской террасы и в прадолине Рэды (рис. 3). В пределах гданской водоносной системы выделено региональное, промежуточное и местное течение подземных вод (рис. 1). Областью питания всех ярусов является морфолотически разнообразная возвышенность Кашубского поозерья. Дренаж имеет место в полосе приморских низменностей, в дельте Вислы и под дном Гданского залива.

Воды мелового и четвертичного ярусов интенсивно эксплуатируются. Их потребление для нужд Гданска и Гдыни равняется около 350 тыс. $м^3$/сутки. В результате образовалась региональная депрессионная воронка, которая вызвала изменение естественных направлений течения вод. Возникла угроза как для качества так и для количества воды. Она проявляется прежде всего засолением водоносных слоев интрудирующими солеными поверхностными водами, главным образом вдоль берегов Мертвой Вислы.

Существует также возможность загрязнения вод из дневной поверхности промышленными предприятиями и развивающейся урбанизацией. Охрана слабо изолированных от поверхности вод приморских низменностей является трудной, а в многих случаях даже невозможной. В этих условиях очень большое значение имеют воды возвышенности Кашубского поозерья, которые в будущем могут быть основным источником подземных вод для Гданска.