

Występowanie i skład chemiczny płytkich wód podziemnych w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego

Dr inż. Beata Jaworska-Szulc, dr hab. Małgorzata Pruszkowska-Caceres, dr inż. Maria Przewłocka
Politechnika Gdańska, Wydział Inżynierii Lądowej i Środowiska

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

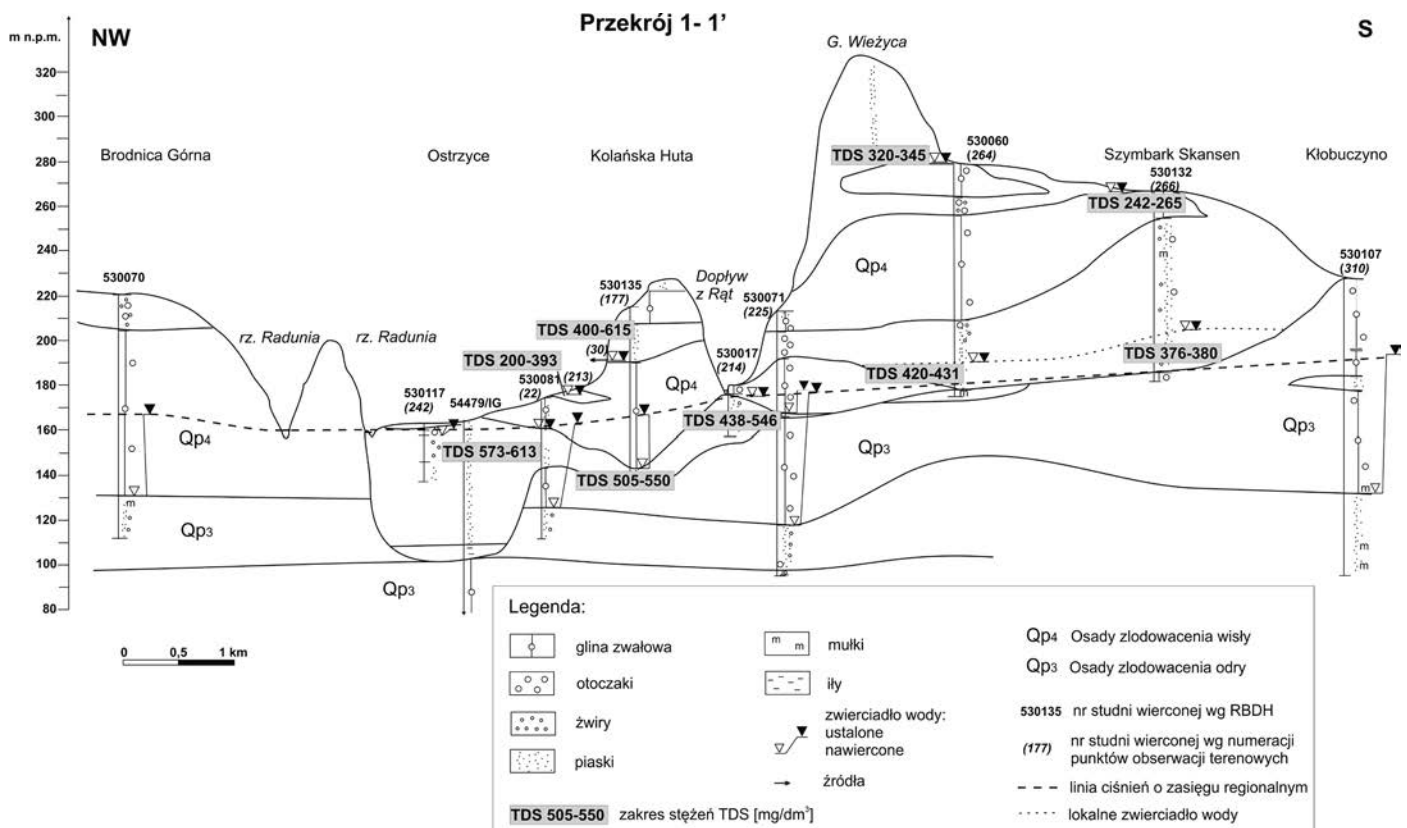
Celem badań była ocena składu chemicznego płytkich wód podziemnych występujących w centralnej, najwyżej wyniesionej części Pojezierza Kaszubskiego oraz analiza zależności kształtowania się ich chemizmu od warunków hydrogeologicznych i hydrodynamicznych. Obszar objęty badaniami nie stanowi wydzielonej formalnie jednostki. Jest bardzo zróżnicowany pod względem morfologicznym i geologicznym, co wpływa na znaczną niejednorodność warunków hydrogeologicznych. Odgrywa również niezwykle ważną rolę hydrogeologiczną w regionie gdańskim, gdyż stanowi obszar zasilania dla gdańskiego systemu wodonośnego o regionalnym zasięgu.

Główne rysy ukształtowania powierzchni Pojezierza Kaszubskiego są wynikiem działania lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia Bałtyckiego. Jest to typowy obszar młodoglacjalny, którego większą część stanowi pagórkowata wysoczyzna moreny dennej zbudowana z naprzemianległych glin zwałowych i piasków lodowcowych. Na jej powierzchni występują liczne bezodpływowe zagłębienia wytopiskowe wypełnione torfami lub niewielkimi oczkami wodnymi. Lokalnie, wysoczyznę pokrywają formy akumulacji szczelinowej (Moczulska 1996) [12] (na przykład wzgórze Wieżyca), kemy oraz równiny sandrowe

zbudowane z osadów piaszczystych. Charakterystyczną cechą rzeźby są głębokie rynny polodowcowe wypełnione wodami jeziornymi. Otoczone są one wzniesieniami moreny dennej oraz wzgórzami akumulacji szczelinowej, czego wynikiem jest znaczne zróżnicowanie hipsometryczne. Maksymalne deniwelacje terenu, pomiędzy wzgórzem Wieżyca i pobliskim jeziorem Ostrzyckim, dochodzą do 170 metrów.

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Charakterystyczną cechą hydrogeologiczną obszarów młodoglacjalnych jest system krążenia wód złożony z kilku warstw wodonośnych o różnym stopniu połączenia z siecią hydrograficzną. Na Pojezierzu Kaszubskim system ten wykazuje piętrowość związaną z występowaniem w strefie aktywnej wymiany trzech pięter wodonośnych (kredowego, paleogeńsko-neogeńskiego i czwartorzędowego) o zasięgu regionalnym. Zasilanie całego systemu wodonośnego ma miejsce w centralnej części wysoczyzny morenowej Pojezierza Kaszubskiego, a obszarem drenażu jest Zatoka Gdańska wraz z nizinami nadmorskimi oraz Żuławy Wiślane (Kozerski 1988, Kozerski i in. 2007, Pruszkowska 2004, Jaworska-Szulc 2009) [3, 7, 10, 14].



Rys. 1. Przekrój hydrogeologiczny wraz ze skróconą charakterystyką hydrogeochemiczną wód

W omawianym systemie wodonośnym wyraźnie wyodrębniają się płytkie wody podziemne występujące w osadach zlodowacenia Wisły (bałtyckiego) Qp₄ należące do lokalnego systemu przepływu. Ich rozprzestrzenienie zależy głównie od cech geomorfologicznych, głównie zróżnicowania rzeźby terenu i budowy geologicznej, co powoduje, że są one reprezentowane przez wody zawieszane i gruntowe.

W najwyższej części Wzgórz Szymbarskich, na wysoczyźnie morenowej, w lokalnych piaszczystych przewarstwieniach osadów gliniastych, występują wody zawieszane, najczęściej odizolowane i pozbawione więzi hydraulicznej z wodami głębszymi. Natomiast wody gruntowe stanowią poziom wodonośny pierwszy od powierzchni terenu, ciągły lub o znacznym rozprzestrzenieniu. Ich zwierciadło ma charakter swobodny lub lokalnie lekko napięty, a głębokość występowania zależy od czynników geomorfologicznych. Stąd, wyodrębniono warstwę dolinną w obrębie rynien subglacialnych i dolin wód roztopowych, gdzie zwierciadło wód leży kilka metrów poniżej powierzchni terenu oraz warstwę sandrową, występującą na terenach wzniesień, o głębokim, nawet do około 60 m poniżej terenu, położeniu swobodnego zwierciadła wody (rys. 1) (Jaworska-Szulc i in. 2012) [5]. Zasilanie analizowanych płytkich wód podziemnych odbywa się głównie przez infiltrację opadów atmosferycznych. Model hydrodynamiczny opracowany przez Jaworską-Szulc (2009) [3] pokazuje, że wody zawieszane infiltrują również w głąb systemu, zasilając dodatkowo wody gruntowe, które dalej przekazują część wód głębszym, międzymorenowym warstwom wodonośnym.

Przeprowadzone badania wykazały, że wody gruntowe i część wód zawieszonych wykazuje ścisłe związki z wodami powierzchniowymi, przez które są drenowane. Ważną rolę odgrywają również obszary powierzchniowo bezodpływowe, najczęściej zajęte przez oczka wodne lub małe jeziora otoczone mokradłami (Jaworska-Szulc i in. 2012, 2014) [5, 6].

Na badanym obszarze znaczna część analizowanych wód wykazuje wysokie położenie w stosunku do lokalnych baz drenażu. W rejonie Wzgórz Szymbarskich baza ta leży na wysokości około 150 m n.p.m. (zespół Jezior Ostrzyckich), podczas gdy przejawy obecności wód zawieszonych stwierdza się w najbliższym sąsiedztwie tych jezior na wysokościach 250 ÷ 260 m n.p.m., a wód gruntowych na rzędnych około 160 ÷ 180 m n.p.m. Częste i bardzo charakterystyczne są również naturalne wypływy wód podziemnych znajdujące się w obrębie wzniesień, nierzadko o 100 metrów powyżej lustra jezior i rzek położonych w ich najbliższym sąsiedztwie.

WARUNKI HYDROGEOCHEMICZNE

Analizę składu chemicznego płytkich wód podziemnych i wód powierzchniowych przeprowadzono na podstawie comiesięcznych badań prowadzonych w latach 2010-2013 w studniach wierconych i kopanych, źródłach, strumieniach, rzekach, oczkach wodnych i jeziorach. Obejmowały one pomiary temperatury, pH, TDS, przewodności elektrycznej właściwej i stężenia rozpuszczonego tlenu (764 analizy). Ponadto, wykonano jednokrotne analizy rozszerzone uwzględniające pH, TDS i stężenia jonów Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, HCO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻, Fe og. (34 analizy).

W ocenie składu chemicznego uwzględniono analizę przestrzenną i czasową rozkładu wartości parametrów fizyczno-chemicznych wód z wyodrębnieniem lokalizacji występowania wód zanieczyszczonych o pogorszonej jakości oraz dokonano identyfikacji czynników formujących skład chemiczny wód podziemnych. Wyniki badań wskazały na wyraźny wpływ czynników naturalnych klimatycznych i hydrodynamicznych, które wpływają na zależność pomiędzy składem chemicznym analizowanych wód a stopniem ich kontaktu z wodami powierzchniowymi. Lokalny, lecz znaczący, udział ma również czynnik antropogeniczny.

Elementy składu chemicznego wód na tle ich występowania przedstawiono na przekroju hydrogeologicznym (rys. 1), a wyniki analiz fizyczno-chemicznych zestawiono w tabl. 1. Analiza zmienności przestrzennej chemizmu wód wskazuje na jego zależność od form geomorfologicznych. Zaobserwowano różnorodność składu chemicznego w punktach zlokalizowanych na obszarze moreny dennej oraz sandru i form dolinnych, która wynika przede wszystkim z budowy geologicznej podłoża (tabl. 1).

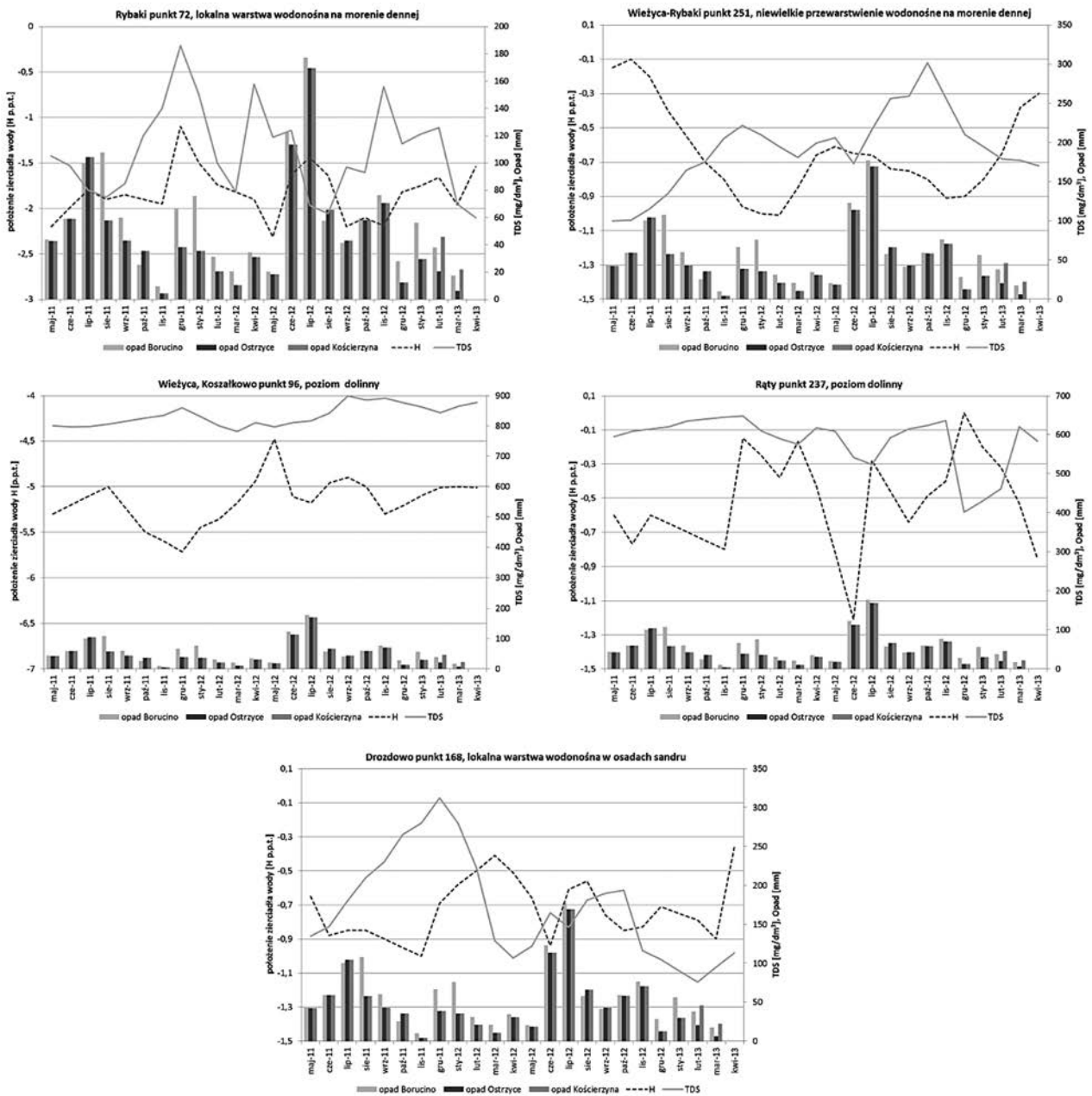
Płytkie wody podziemne są rodzaju HCO₃-Ca. Jony chlorkowe i siarczanowe występują w niewielkich ilościach. Chlorki maksymalnie dochodzą do 30 mgCl/dm³, a siarczany nie przekraczają 50 mgSO₄/dm³. Stężenia głównych kationów wynoszą w mg/dm³: Ca²⁺: 8,14 ÷ 132, Mg²⁺: 0,7 ÷ 11,4, Na⁺: 1,5 ÷ 20,6 i K⁺: 0,7 ÷ 42,6. Charakterystyczną cechą są wysokie, ponad dopuszczalne zawartości jonów żelaza do 7,8 mgFe/dm³. Lokalnie, w studniach kopanych podwyższone są także stężenia azotanów do 49,6 mgNO₃/dm³ (tabl. 1). Mineralizacja wód najczęściej występuje w zakresie około 350 ÷ 450 mg/dm³. Lokalnie jednak jej wartości spadają do 63 mg/dm³ lub wzrastają nawet do 899 mg/dm³ (tabl. 1).

Z danych prezentowanych w tabl. 1 widać, że wody podziemne występujące w osadach sandrowych charakteryzują się najniższą mineralizacją. Najwyższe zmineralizowanie występuje natomiast w wodach dolinnych, co jest efektem drenażu głębszych poziomów wodonośnych o zasięgu regionalnym. Na wysoczyźnie mineralizacja wód podziemnych zależy natomiast od czasu infiltracji przez osady gliniaste.

Analiza zmienności czasowej stężeń parametrów fizyczno-chemicznych wykazuje, że cechy składu chemicznego płytkich wód podziemnych najczęściej są względnie stałe. Jedyne w studniach kopanych obserwowano zróżnicowanie w ciągu roku przejawiające się zmiennością sezonową mineralizacji uzależnioną wyraźnie od ilości opadów atmosferycznych (rys. 2). W okresach podniesienia się poziomu wód podziemnych w efekcie infiltracji opadu czy intensywnych roztopów pokrywy śnieżnej następował spadek mineralizacji, zaś gdy infiltracja była mniejsza, i zwierciadło wody opadało, zaznaczał się wzrost mineralizacji ogólnej. Reakcja zwierciadła wód na opady atmosferyczne zależała od lokalizacji studni. Najbardziej dynamiczne zmiany, o amplitudzie od 0,74 do 2,15 m, obserwowano w warstwach wodonośnych o bardzo lokalnym zasięgu w obrębie moreny dennej. Podobny przebieg wahań zwierciadła wody zaznaczał się w warstwach wodonośnych występujących w osadach sandru (0,46 ÷ 0,64 m). Zmiany te miały również swój wpływ na chemizm wód. Przykładem jest studnia w Rybakach (punkt terenowy numer 72) zlokalizowana na morenie dennej, w której woda wykazuje znaczne rozcieńczenie (niska mineralizacja i niskie stężenia pozostałych parametrów hydro-

Tabl. 1. Zakresy stężeń parametrów fizyczno-chemicznych w płytkich wodach podziemnych i wodach powierzchniowych z badań z lat 2010-2013

Parametr	Wody opadowe	Wody powierzchniowe na wysoczyźnie	Wody podziemne na wysoczyźnie	Wody podziemne na sandrze	Wody podziemne w dolinach
pH	5,7	4,6 ÷ 9,7	7,2 ÷ 7,9	6,3 ÷ 7	7,3 ÷ 7,6
Eh mV	192	172 ÷ 332	180 ÷ 335	251 ÷ 319	174 ÷ 216
TDS	50	32 ÷ 279	200 ÷ 628	63 ÷ 380	438 ÷ 899
Ca ²⁺	5,3	4,4 ÷ 42,7	34 ÷ 93,7	8,14 ÷ 56,1	74,2 ÷ 132
Mg ²⁺	1,05	0,4 ÷ 5,6	3,05 ÷ 11,5	0,7 ÷ 6,17	8,34 ÷ 11,4
Na ⁺	3,9	1,1 ÷ 11,1	3,84 ÷ 11,2	1,5 ÷ 6,98	6,17 ÷ 20,6
K ⁺	2,5	1 ÷ 8,3	1,04 ÷ 25,3	1 ÷ 4,5	0,7 ÷ 42,6
Cl ⁻	8,8	1 ÷ 17,5	4,7 ÷ 8,9	2,5 ÷ 5,8	7,3 ÷ 30
SO ₄ ²⁻	2,34	2,6 ÷ 31	20 ÷ 49,7	4,8 ÷ 21,9	6,9 ÷ 41
HCO ₃ ⁻	-	18,3 ÷ 134	113 ÷ 305	21,4 ÷ 169	83,7 ÷ 270
Fe og.	-	0,03 ÷ 0,97	0,004 ÷ 7,8	0,03 ÷ 7,8	0,004 ÷ 2,35
N-NO ₃ ⁻	0,36	0,9 ÷ 1,8	0 ÷ 49,6	2 ÷ 11	0 ÷ 35



Rys. 2. Analiza zmienności sezonowej mineralizacji ogólnej wód na tle opadów atmosferycznych i zmian położenia zwierciadła w płytkich wodach podziemnych według (Jaworska-Szulc 2015) [4]

chemicznych), będące wynikiem intensywnej infiltracji opadów atmosferycznych lub śniegu (rys. 2).

Wyjątek stanowi studnia numer 251 ujmująca wodonośne przewarstwienie w morenie dennej, w której, w cyklu rocznym, występuje minimum w okresie jesienno-zimowym, któremu towarzyszy wzrost mineralizacji wód i maksimum w okresie wiosenno-letnim, w trakcie którego dochodzi do rozcieńczenia i spadku mineralizacji (rys. 2).

Studnie ujmujące wody z doliny wód roztopowych (numer 237), z rynny subglacialnej (96) oraz z osadów sandru (168) charakteryzują się typowym dla takich warunków hydrogeologicznych reżimem wahań. Obejmuje on kilka faz podnoszenia oraz opadania zwierciadła w cyklu rocznym i zależy zarówno od opadów, jak i drenażu przez rzeki i jeziora. Reakcja zwierciadła na opady była opóźniona o dwa miesiące, natomiast na roztopy nawet o 3 ÷ 4 miesiące, co jest zgodne z badaniami Żurek (2011) [18], która wykazała, że roztopy wywołują w rozleglejszych strukturach wodonośnych powolne i długotrwałe wznoszenie się zwierciadła wody gruntowej. W tych warunkach skład chemiczny wód nie reaguje już tak wyraźnie na zmiany położenia zwierciadła wody, wykazując znaczną stabilność w czasie.

Analiza rozkładu przestrzennego składu chemicznego wód wskazuje na znaczne zróżnicowanie. Odnosi się ono głównie do mineralizacji, chlorków, siarczanów i azotu azotanowego, w przypadku których można nawet mówić o mozaikowym rozkładzie przestrzennym stężeń. Taki rodzaj rozkładu nie tylko jest związany z budową geologiczną i warunkami hydrogeologicznymi, lecz przede wszystkim świadczy o antropogenicznym zanieczyszczeniu wód. Jednym z głównych elementów wskazujących na zanieczyszczenie są wysokie stężenia jonów N-NO_3^- przedostające się do wód z zanieczyszczeń bytowych. W warunkach utleniających, panujących w badanych wodach, jedną z głównych form azotu są właśnie jony azotanowe. Charakteryzują się one dobrą migracją wodną i stanowią czuły wskaźnik zanieczyszczenia. Według klasyfikacji antropogenicznego zanieczyszczenia wód Górskiego (2001) [1] analizowane wody należy uznać za wyraźnie zanieczyszczone, gdy stężenia azotu azotanowego przekraczają 1 mg/dm^3 , a nawet lokalnie silnie zanieczyszczone ($49 \text{ mgN-NO}_3^-/\text{dm}^3$). Rozkład wskaźników zanieczyszczenia jest lokalny i wyraźnie koreluje się z punktowymi ogniskami zanieczyszczeń związanymi z gospodarką rolniczą i działalnością bytową.

Innym ważnym czynnikiem wpływającym na skład chemiczny płytkich wód podziemnych jest kontakt z wodami powierzchniowymi w warunkach, gdy to one infiltrują do wód podziemnych. Taka sytuacja występuje na obszarze wysoczyzny, gdzie często wody powierzchniowe są zawieszane na warstwach słabo przepuszczalnych powyżej poziomu zwierciadła wody płytszej warstwy wodonośnej. Infiltracja odbywa się wówczas pośrednio, na drodze powolnego przesączania przez osady słabo przepuszczalne. Lokalnie wody powierzchniowe mogą pozostawać w kontakcie z niewielkimi soczewkami wód zawieszonych i pełnić dla nich rolę drenującą. Należą do nich głównie jeziora, strumienie, oczka wodne i podmokłości położone w wyższych partiach wysoczyzny morenowej, zwykle na obszarach bezodpływowych, tak jak na przykład jezioro Kniewo, obszar źródłowy rzeki Wierzyca, strumień Rybaki-Więzyca oraz niektóre oczka i podmokłości. Wody powierzchniowe występujące w tych warunkach mają skład chemiczny zbliżony do wód opadowych. Cechuje je bardzo niska mineralizacja, często poniżej

100 mg/dm^3 . Kontakt wód powierzchniowych z wodami podziemnymi wyraźnie zaznacza się w ich składzie chemicznym. Płytkie wody podziemne występujące na obszarze wysoczyzny zasilane infiltracyjnie przez wody powierzchniowe charakteryzują się wyraźnie niższymi stężeniami analizowanych parametrów hydrochemicznych w porównaniu z wodami podziemnymi występującymi w osadach sandru czy form dolinnych (tabl. 1).

DYSKUSJA WYNIKÓW I WNIOSKI

Pomiary podstawowych parametrów fizyczno-chemicznych pozwoliły ocenić warunki hydrochemiczne panujące w płytkich wodach podziemnych i wodach powierzchniowych w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. Wartości potencjału red-ox zmierzone w wodach podziemnych w zakresie $130 \div 360 \text{ mV}$ wskazują na warunki utleniające, typowe dla strefy aktywnej wymiany wód i świadczą o krótkich drogach krążenia.

Mineralizacja ogólna, będąca wskaźnikiem czasu i intensywności współdziałania wód podziemnych z osadami podłoża, jest stosunkowo wysoka jak na płytkie wody podziemne, co może świadczyć o istotnych zmianach chemizmu wód podczas ich krążenia w gruncie. Najczęściej mineralizacja wód występuje w zakresie około $350 \div 450 \text{ mg/dm}^3$, a lokalnie jej wartości spadają do 63 mg/dm^3 lub wzrastają nawet do 899 mg/dm^3 .

Zdecydowana większość analizowanych parametrów fizyczno-chemicznych mieści się w granicach tła hydrochemicznego opracowanego dla wód płytkich oraz głębszych warstw wodonośnych na Pojezierzu Kaszubskim, podawanego w pracach Pruszkowska (2004) i Pruszkowska, Malina (2008) [14, 15]. Obserwowane stężenia przekraczające zakresy tła, które wynosi: odnośnie mineralizacji: $110 \div 450 \text{ mg/dm}^3$, chlorków: $0 \div 23 \text{ mgCl/dm}^3$, siarczanów: $8 \div 42 \text{ mgSO}_4/\text{dm}^3$, jonów wapnia: $25 \div 105 \text{ mgCa/dm}^3$ i magnezu: $0 \div 18 \text{ mgMg/dm}^3$, należy w większości uznać za naturalne.

Skład chemiczny analizowanych płytkich wód podziemnych można uznać za typowy dla wód występujących w osadach czwartorzędowych na obszarach młodoglacjalnych, nie odbiega on od chemizmu wód określonego w innych rejonach (Kozerski i in. 1987, 1990, Macioszczyk 1991, Janica 2001) [2, 8, 9, 11]. Charakterystyczną cechą są naturalne, niskie stężenia chlorków, siarczanów, jonów sodu, potasu i magnezu przy stosunkowo dość wysokich koncentracjach wodorowęglanów i jonów wapnia. Najbardziej typowym składnikiem wód z osadów młodoglacjalnych są jony żelaza, najczęściej występujące w podwyższonych, a nawet wysokich ilościach do ponad 7 mgFe/dm^3 , i w większości przypadków przekraczające wartości dopuszczalne dla wód do picia, które wynoszą $0,2 \text{ mgFe/dm}^3$ (Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 20 kwietnia 2010 roku Dz.U. Nr 72, poz. 466) [17]. Obecność żelaza w wodach podziemnych jest jednak naturalna i wynika z wymywania tych jonów z glin zwałowych (Płochniewski 1973, Ratajczak, Witczak 1983) [13, 16].

Analiza uzyskanych wyników wskazuje, że skład chemiczny badanych wód podziemnych jest kształtowany głównie przez naturalne procesy zachodzące podczas infiltracji wód opadowych i ich przesiąkania przez grunt do płytkich wód podziemnych. Na podstawie badań izotopów stabilnych tlenu ^{18}O i wodoru ^2H oraz trytu, które były wykonane w ramach opracowania w 2012 roku, można powiedzieć, że zasilanie infiltracyjne ma miejsce w okresach wiosennych lub jesiennych, a czas przebywania wód w gruncie wynosi kilkadziesiąt lat.

Naturalne czynniki kształtujące skład chemiczny analizowanych wód są związane z warunkami geologicznymi, a przede wszystkim z litologią warstw skalnych, z którymi kontaktują się wody, z formami geomorfologicznymi, w obrębie których wody występują, z warunkami hydrodynamicznymi związanymi z istnieniem więzi hydraulicznej pomiędzy poszczególnymi warstwami wodonosnymi oraz pomiędzy wodami powierzchniowymi i podziemnymi, a także z warunkami klimatycznymi, głównie z ilością opadów atmosferycznych.

Oprócz naturalnych procesów, na badanym terenie zauważa się również wpływ antropopresji. Działanie człowieka wiąże się tu głównie z rolnictwem i hodowlą zwierząt oraz z zimowym utrzymaniem dróg i stosowaniem związków chemicznych do naśnieżania tras narciarskich na stoku wzniesienia Wieżyca. Niemalże znaczenie ma także fakt, że sieć kanalizacyjną w obrębie badanego terenu rozbudowano zaledwie kilka lat temu, a do tej pory istniały tu szamba. Sygnały antropopresji są jednak lokalne, zaobserwowano je zarówno w płytszych wodach podziemnych, jak i wodach powierzchniowych. Ich przejawem są podwyższone i niekiedy wysokie stężenia wskaźników antropogenicznych, takich jak: chlorki (do 30 mgCl/dm³), potas (do 42,6 mgK/dm³), siarczany (do 49,7 mgSO₄/dm³) i azot azotanowy (do 49,6 mgN-NO₃/dm³), którym towarzyszy podwyższona mineralizacja wód, dochodząca do 899 mg/dm³. W żadnym przypadku nie stwierdzono jednak przekroczenia wartości dopuszczalnych dla wód do picia, określonych w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia z dnia 20 kwietnia 2010 roku (Dz.U. Nr 72, poz. 466) [17].

Aktualne wyniki potwierdzają wnioski płynące z wcześniejszych badań przeprowadzonych w latach 1997-2000 na całym obszarze Pojezierza Kaszubskiego, których efektem była regionalna charakterystyka składu chemicznego i kształtujących go procesów, opracowana dla wód występujących w osadach czwartorzędowych pojezierza oraz ustalenie zakresów tła hydrochemicznego (Pruszkowska 2004, Pruszkowska, Malina 2008) [14, 15].

LITERATURA

1. Górski J.: Propozycja oceny antropogenicznego zanieczyszczenia wód podziemnych na podstawie wybranych wskaźników hydrochemicznych. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Vol. X, tom 1, 2001, 309-313.
2. Janica D.: Naturalne tło hydrogeochemiczne czwartorzędowych wód podziemnych Polski północno-wschodniej. Praca doktorska, maszynopis, Uniwersytet Warszawski, Warszawa 2001.
3. Jaworska-Szulc B.: Groundwater flow modeling of multi-aquifer systems for regional resources evaluation: the Gdansk hydrogeological system, Poland. *Hydrogeology Journal*, nr 17, 2009, 1521-1542.
4. Jaworska-Szulc B.: Formowanie się zasobów wód podziemnych w młodoglacjalnym, wielopoziomowym systemie wodonosnym na przykładzie Pojezierza Kaszubskiego. Monografie Politechniki Gdańskiej nr 152, 2015.
5. Jaworska-Szulc B., Pruszkowska-Caceres M., Przewłocka M.: Wody podziemne Wzgórz Szymbarskich i ich powierzchniowe przejawy. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, nr 5/2012, 604-610.
6. Jaworska-Szulc B., Pruszkowska-Caceres M., Przewłocka M.: Analiza kontaktu wód podziemnych i powierzchniowych na podstawie badań ich jakości na młodoglacjalnym obszarze Pojezierza Kaszubskiego. *Przegląd Geologiczny Vol. 62*, nr 4/2014, 204-213.
7. Kozerski B.: Warunki występowania i eksploatacja wód podziemnych w gdańskim systemie wodonosnym. *Wyd. Aktualne Problemy Hydrogeologii, IV Ogólnopolskie Sympozjum, Gdańsk 1988, T.1, 1-20.*
8. Kozerski B., Wojtkiewicz P., Przewłocka M.: Wyznaczanie tła hydrochemicznego wybranych obszarów regionu V i III. *Maszynopis, Archiwum Wydziału Inżynierii Środowiska Politechniki Gdańskiej, Gdańsk 1987.*
9. Kozerski B., Wojtkiewicz P.: Wyznaczanie tła hydrochemicznego wybranych obszarów regionu Pomorskiego. *Maszynopis, Archiwum Wydziału Inżynierii Środowiska Politechniki Gdańskiej, Gdańsk 1990.*
10. Kozerski B., Jaworska-Szulc B., Piekarek-Jankowska H., Pruszkowska M., Przewłocka M.: Gdański system wodonosny. *Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej, Gdańsk 2007.*
11. Macioszczyk A.: Tło hydrogeochemiczne i jakość wód podziemnych eksploatowanych na terenie Polski. W: *Ochrona wód podziemnych w Polsce. Stan i kierunki badań. CPBP 04.10, Wydawnictwo AGH, nr 56, 1991, 253-273.*
12. Moczulska G.: Szczegółowa Mapa Geologiczna w skali 1:50000, ark. Egierkowo. *Arch. Przedsiębiorstwa Geologicznego, Gdańsk 1996 (maszynopis).*
13. Płochniewski Z.: Występowanie żelaza i manganu w wodach podziemnych utworów czwartorzędowych (na przykładzie wybranych obszarów północnej i centralnej Polski). *Biuletyn Instytutu Geologicznego, nr 3, 1973, 221-278.*
14. Pruszkowska M.: Hydrogeochemia wód podziemnych z utworów czwartorzędowych Pojezierza Kaszubskiego. *Monografie Politechniki Gdańskiej, nr 51, 2004, 87.*
15. Pruszkowska M., Malina G.: Hydrogeochemistry and vulnerability of groundwater in the moraine upland aquifers of the Gdansk region (Northern Poland). *Geological Quarterly*, nr 52 (3), 2008, 291-300.
16. Ratajczak T., Witczak S.: Mineralogia i hydrogeochemia żelaza w kolmatacji filtrów studziennych ujmujących wody czwartorzędowe. *Zeszyty Naukowe AGH, nr 29, 1983.*
17. Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 20 kwietnia 2010 roku – Dz.U. Nr 72, poz. 466 zmieniające rozporządzenie w sprawie jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi.
18. Żurek A.: Możliwości interpretacji naturalnych wahań zwierciadła wód gruntowych na podstawie pomiarów ze stanowiska badawczego na terenie AGH w Krakowie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, nr 445, 2011, 753-762.*