

## Czynniki kształtujące skład chemiczny wypływów wód podziemnych w południowej części dorzecza Parsęty (Pomorze Zachodnie)

Małgorzata Mazurek<sup>1</sup>



M. Mazurek

**Factors affecting the chemical composition of groundwater outflows in the southern part of the Parsęta drainage basin (West Pomerania).** *Prz. Geol.*, 56: 131–139.

*Abstract.* In the years 2000–2004, a spring-hydrological research was carried out in the southern part of the Parsęta catchment located in the Drawsko Lakeland, Białogard Plain and Łobez Upland. During hydrochemical mapping performed in 2004, 117 natural groundwater outflows were sampled. The main aim of the study was to determine factors controlling the chemical composition of outflows and to show the influence of the water flow system on water chemistry in a drainage area. The predominant ions in the groundwater outflows were calcium cations and bicarbonate anions, and in the shallow groundwater also sulphates. Factor analysis showed that the basic control of groundwater chemistry was process of chemical weathering (i.e. weathering of aluminosilicates and carbonates, ion exchange) of morainic and fluvioglacial deposits which determined the concentrations of ions such as Ca, Mg, HCO<sub>3</sub>, and SiO<sub>2</sub>. Soluble ions are released by decay of organic matter (NO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>, and SiO<sub>2</sub>) and atmospheric deposition (Cl, SO<sub>4</sub>, and NO<sub>3</sub>). Man-made supply locally corresponds to high levels of SO<sub>4</sub>, Cl, and NO<sub>3</sub> ions. The outflows are fed by the near-surface aquifer (local flow system) and intermorainic aquifer (intermediate flow system). The small differences in the water quality of those aquifers resulted from the similarity of their hydrogeochemical environments and were also indicative of their hydraulic connection.

**Keywords:** groundwater outflows, water quality, factor analysis, solute sources, groundwater flow system, West Pomerania

Wody podziemne uczestniczą w migracji rozpuszczonej materii mineralnej i organicznej, a ich mineralizacja jest uznawana za wskaźnik czasu i intensywności współdziałania wód ze środowiskiem skalnym. Właściwości fizykochemiczne wód podziemnych są kształtowane przez zachodzące w strefie aeracji i saturacji procesy wietrzenia i denudacji chemicznej. Rozpuszczone w wodzie substancje pochodzą także z depozycji atmosferycznej, obiegu biologicznego, a na obszarach zurbanizowanych lub wykorzystywanych rolniczo decydujące znaczenie mogą odgrywać zanieczyszczenia antropogeniczne. Naturalny drenaż wód podziemnych, następujący poprzez źródła i wypływy nieskoncentrowane, stanowi jeden z przejawów funkcjonowania systemu hydrogeologicznego. Zgodnie z wytycznymi Ramowej Dyrektywy Wodnej UE, monitorowanie wydajności i właściwości wypływów wód zostało uznane za ważny, a czasem podstawowy, sposób wiarygodnej oceny zasobów zbiorników wód podziemnych oraz ich stanu chemicznego. Chemizm wypływów wód podziemnych można uznać za jeden ze wskaźników stanu środowiska przyrodniczego. Pochodzenie składników chemicznych w wypływach może być ustalane w różnym stopniu prawdopodobieństwa w zależności od wielkości powierzchni i budowy geologicznej obszarów zasilających wypływy wód, a także zastosowanych metod badawczych.

Na Niżu Polskim najślabiej poznany pod względem stosunków krenologicznych pozostaje obszar Pomorza Zachodniego, co sprawia, że brakuje materiału porównawczego do oceny stanu i dynamiki zmian jakości wód podziemnych. Kartowania krenologiczne i hydrochemiczne w dorzeczu Parsęty rozpoczęto w 2000 r. (Mazurek, 2006, 2007). Urozmaicona rzeźba terenu i zmienność litologii w południowej części dorzecza Parsęty wpłynęły na

powstanie w systemie wodonośnym z pionową strefowością hydrodynamiczną także wielu lokalnych podsystemów przepływu wody (Szymanko, 1980), z którymi wiąże się występowanie wypływów wód podziemnych.

Celem opracowania jest identyfikacja czynników kształtujących skład chemiczny wód podziemnych na obszarze młodoglacjalnym w południowej części dorzecza Parsęty. Uzyskane wyniki wskazują na rolę poszczególnych uwarunkowań w kształtowaniu jakości wód poziomów wodonośnych zasilających badane wypływy wód podziemnych.

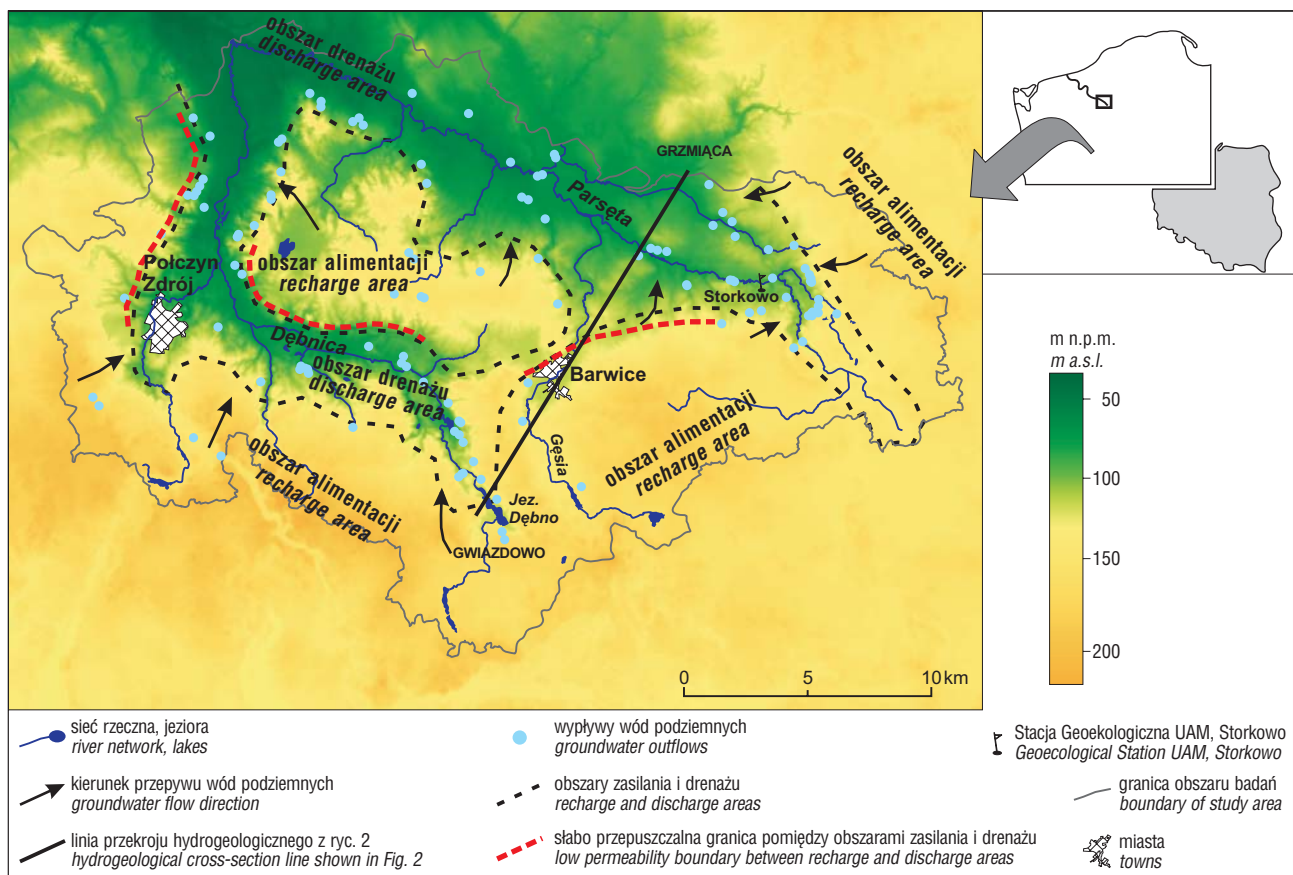
### Obszar badań

Badaniami objęto południową część dorzecza Parsęty o pow. 617,2 km<sup>2</sup> (ryc. 1), położoną na pograniczu Pojezierza Południowobałtyckiego (Pojezierze Drawskie i Wysoczyzna Łobeska) oraz Pobrzeża Południowobałtyckiego (Równina Białogardzka — według Kondrackiego, 2000). Obszar badań rozciąga się w zasięgu strefy marginalnej fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Na Pojezierzu Drawskim przez najwyższe wzniesienia środkowopomorskiego ciągu form marginalnych przebiega topograficzny dział wodny pierwszego rzędu pomiędzy dorzeczem Odry (zlewnie Drawy i Gwdy) a zlewniami przymorskimi (dorzecze Regi i Parsęty).

W kształtowaniu stosunków krenologicznych dorzecza Parsęty zasadniczą rolę odgrywa kompleks luźnych osadów plejstoceniowych i holoceniowych, o miąższości od kilkudziesięciu do ok. 200 m, który obejmuje gliny zwałowe, piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacialne i rzeczne oraz mułki i piaski zastoiskowe.

Południowa część dorzecza Parsęty jest w niewielkim stopniu przekształcona antropogenicznie. Badania prowadzono na obszarze o użytkowaniu rolniczo-leśnym z rozproszoną siecią osadniczą. Największymi potencjalnymi ogniskami zanieczyszczeń środowiska na tym terenie są dwa ośrodki miejskie — uzdrowisko Połczyn Zdrój (ok. 10 tys. mieszkańców) i Barwice (ok. 4 tys. mieszkańców).

<sup>1</sup>Institut Paleogeografii i Geoekologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, ul. Dziegiełowa 27, 61-680 Poznań, gmazurek@amu.edu.pl



**Ryc. 1.** Położenie obszaru badań i wypływ wód podziemnych na tle obszarów zasilania i drenażu wód podziemnych. Źródło danych wysokościowych opracowanych przez A. Stacha: Global data base GTOPO30 <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>  
**Fig. 1.** Location of the study area and the groundwater outflows versus recharge and discharge areas. Source of DEM data processed by A. Stach: Global data base GTOPO30 <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>

### Metodyka badań

W celu rozpoznania właściwości fizykochemicznych wypływów wód podziemnych, we wrześniu 2004 r. przeprowadzono kartowanie hydrochemiczne wypływów. Rok hydrologiczny 2004 należał do lat przeciętnych pod względem warunków termicznych i wilgotnościowych na obszarze badań. Kartowanie wykonane w okresie bezopadowym, podczas niskich stanów wód podziemnych, pozwala na analizę wpływu uwarunkowań środowiskowych na jakość i ilość substancji rozpuszczonych w wodach wypływów. Wykonano pomiary wydajności wypływów, mierzono temperaturę wody, pH, zawartość rozpuszczonego tlenu i przewodność elektrolityczną właściwą z kompensacją do temperatury odniesienia 25°C (stosując wielofunkcyjny miernik CX-401, *Elmetron*). W pobranych ze 117 wypływów próbkach wody (po filtracji przez celulozowe sączki membranowe Whatmana o średnicy porów 0,45 μm) oznaczano twardość ogólną, makroskład jonowy (Ca, Mg, Na, K, HCO<sub>3</sub>, Cl, SO<sub>4</sub>), a także stężenia jonów NO<sub>3</sub>, Fe, Mn oraz SiO<sub>2</sub>. Do oznaczeń składu chemicznego zastosowano metody analityczne zgodne z polskimi normami. Prace laboratoryjne zostały wykonane w Stacji Geoekologicznej Instytutu Paleogeografii i Geoekologii UAM w Storkowie. Poprawność oznaczeń stężenia jonów sprawdzono względem pomierzonej przewodności elektrolitycznej właściwej (EMEP, 2007) i stosując bilans jonowy wody. Biorąc pod uwagę ilość anionów (<15 mval/l) i wielkość błędów (<5%) wynikające z analiz różnic między sumą kationów i anionów uznano za dopuszczalne (Macioszczyk, 1987). W opra-

cowaniu wykorzystano archiwalne analizy składu chemicznego użytkowego poziomu wód podziemnych z lat 1980–2004, przechowywane w Centralnym Banku Danych Hydrogeologicznych HYDRO (CBDH PIG).

### Warunki hydrogeologiczne i charakterystyka wydajności wypływów

W strefie młodoglacjalnej Niżu Polskiego występuje duże zróżnicowanie wydajności wypływów wód podziemnych. Przeważają wypływy o bardzo małych i małych wydajnościach (por. Błaszowski, 1969; Nowakowski, 1973; Michalska, 1979). Jednak wartę odnotowania jest występowanie na Pomorzu również takich wypływów, jak Staniszewskie Źródło, o łącznej wydajności ok. 100 l/s (Herbich, 1998).

W trakcie kartowań krenologicznych w latach 2000–2004 zarejestrowano na obszarze badań 117 naturalnych wypływów wód podziemnych — w postaci źródeł, wycieków oraz młak i ich zgrupowań w źródłiskach (ryc. 1, por. Mazurek, 2006). Podczas kartowania we wrześniu 2004 r. stwierdzono dominację wypływów o bardzo małej wydajności — < 1 l/s (41,9%). Tylko 9 wypływów miało wydajność większą od 10 l/s (7,7%). O zróżnicowaniu wydajności wypływów w badanej części dorzecza Parsęty decyduje m.in. wykształcenie zbiorników wód podziemnych, spadek hydrauliczny i warunki zasilania poziomów wodonośnych.

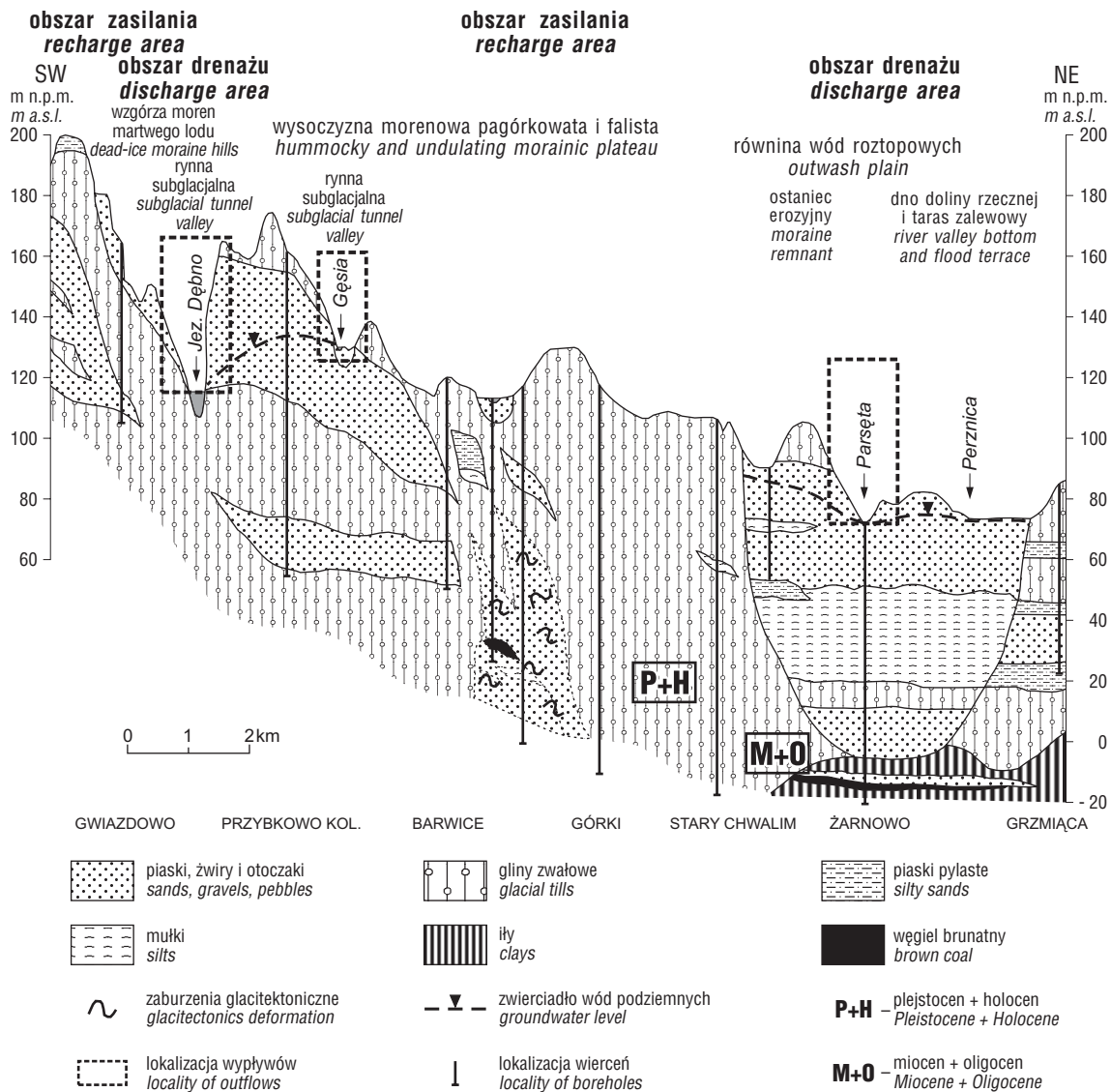
W południowej części dorzecza Parsęty do czwartorzędowego piętra wodonośnego należy kilka poziomów wodonośnych, różniących się głębokością zalegania,

zasięgiem i zasobnością (Bielec & Operacz, 2004; Fuszara, 1998; Kreczko & Prussak, 2004; Prussak, 2004; Wiśniowski, 1998a, b, c). Ogólne warunki hydrogeologiczne czwartorzędowego piętra wodonośnego ilustruje przekrój hydrogeologiczny wzdłuż linii Gwiazdowo–Grzmiąca (ryc. 2). Główny obszar zasilania warstw wodonośnych stanowi strefa wododziałowa dorzecza Parsęty, przebiegająca przez wysoczyznę morenową pagórkowatą i falistą z ciągami wzgórz moren czołowych oraz obszar o rzeźbie kemo-wytopiskowej i równinę wodnolodowcową. Zasilanie odbywa się poprzez bezpośrednią infiltrację wód opadowych i przesączanie wód przez warstwy glin morenowych, lokalnie silnie piaszczystych. Podstawową strefą drenażu wód podziemnych jest przebiegająca z SE na NW dolina Parsęty oraz środkowy i dolny odcinek doliny Dębny (ryc. 1). W odplywie całkowitym Parsęty udział odplywu podziemnego wynosi od 60 do 75% (Atlas hydrologiczny Polski, 1987). Lokalne strefy drenażu są wytyczone przez doliny cieków niższego rzędu.

Badane wypływy wód są zasilane przez wody grunto-we przypowierzchniowego poziomu wodonośnego i wody

wgłębne warstw międzymorenowych (15,4% wypływów). Utworami wodonośnymi nieciągłego, przypowierzchnio-wego poziomu wodonośnego są piaski lodowcowe, wodnolodowcowe i rzeczne oraz piaski kemów i innych form wypełnień szczelinowych. Miąższość warstwy wodonośnej jest bardzo zmienna, waha się od kilku do 20 m, a w obrębie dolin kopalnych i subglacialnych przekracza 30 m. Swobodne zwierciadło wód znajduje się na głębokości od 2 do 10 m, a lokalnie poniżej 20 m (Bielec & Operacz, 2004; Fuszara, 1998; Kreczko & Prussak, 2004; Prussak, 2004; Wiśniowski, 1998a, b, c).

Analiza stosunków hydrogeologicznych na obszarze wysoczyzny morenowej umożliwiła wydzielenie grupy wypływów zasilanych przez wody pochodzące z piasków różnoziarnistych i piaszczystej gliny morenowej. Wydajność studni osiągała do 20 m<sup>3</sup>/h, a średni współczynnik filtracji wynosił 0,4 m/h (Fuszara, 1998). Związane z tymi zbiornikami wodonośnymi wypływy stokowe i podstokowe charakteryzują się wydajnością poniżej 1 l/s. Lokalne poziomy wodonośne występują także w warstwach piasków różnoziarnistych wzgórz i pagórków kemowych oraz



Ryc. 2. Przekrój hydrogeologiczny Gwiazdowo–Grzmiąca (wg Wiśniowskiego, 1998a — z uzupełnieniami Mazurek, 2006). Linię przekroju przedstawiono na ryc. 1

Fig. 2. The Gwiazdowo–Grzmiąca hydrogeological cross-section (after Wiśniowski, 1998a — modified after Mazurek, 2006). The cross-section line is shown in Fig. 1



pagórków powstałych z wytopienia martwego lodu. Morfologia i budowa geologiczna tych form sprawia, że zbiorniki wód są nieciągłe i o zróżnicowanej zasobności, a co wskazują zasilane z nich wypływy — o wydajnościach 0,1–3,5 l/s. Wypływy stokowe są usytuowane na różnych wysokościach w strefach kontaktu przepuszczalnych piasków z przewarstwieniami mułków lub glin.

Lokalny poziom wód podziemnych występuje również w piaszczysto-żwirowych osadach wodnolodowcowych (tzw. górnych) równiny wodnolodowcowej i wypełniających doliny wód roztopowych (ryc. 2). Współczynnik filtracji charakteryzuje się dużą zmiennością — w zakresie 0,07–1,04 m/h (Wiśniowski, 1998a), natomiast wydajność studni ujmujących ten poziom waha się od 30 do 50 m<sup>3</sup>/h. W zasilaniu tego poziomu oprócz bezpośredniej infiltracji wód opadowych bierze udział zasilanie lateralne z wysoczyzny morenowej. Drenaż odbywa się ku dolinom Parsęty i Dębnicy. W strefach kontaktu z tarasem nadzalewowym lub bezpośrednio z dnem doliny występują wypływy mało i średnio wydajne (< 10 l/s), ale także o wydajności większej od 10 l/s. Z największego źródła wypływa ciek o przepływach osiągających 50 l/s.

Międzymorenowy poziom wodonośny składa się na badanym obszarze z kilku warstw piasków i żwirów wodnolodowcowych i rzecznych, występujących między glinami zwałowymi kolejnych faz (lub stadiałów) zlodowaceń (Kwapisz, 2000; Lewandowski i in., 2003; Popielski, 2000 i 2003, ryc. 2). Pierwsza warstwa tego poziomu jest izolowana od góry przez warstwę mułków lub gliny zwałowej fazy pomorskiej o grubości od 0,3 do 9 m. Woda gromadzi się w piaszczysto-żwirowych soczewkach, wypełnieniach kanałów subglacialnych i w kopalnych dolinach rzecznych o miąższości od 2 do 35 m. Poziom wodonośny w warstwie międzymorenowej I, o słabo napiętym zwierciadle, jest drenowany przez wypływy o wydajności do 15 l/s. Największe na terenie badań źródło, mające w latach 2000–2004 średnią wydajność 72 l/s, jest zasilane przez wody połączonego poziomu wodonośnego równiny wód roztopowych (piaski wodnolodowcowe, tzw. górne) i poziomu międzymorenowego I (piaski wodnolodowcowe, tzw. dolne).

Następna warstwa wodonośna występuje w osadach zlodowaceń środkowopolskich, na głębokości od ok. 10 m w sąsiedztwie doliny Parsęty do 100 m na obszarze wysoczyzny morenowej. Jej miąższość waha się od kilku do ponad 40 m. Połączone warstwy, soczewki i wypełnienia obniżen dolinnych tworzą poziom wodonośny o zasięgu regionalnym (Fuszara, 1998; Wiśniowski, 1998a, b, c). W południowej części dorzecza Parsęty poziom wodonośny międzymorenowy II jest słabo wykształcony, ma bardzo słaby kontakt z siecią rzeczna i niewielki udział w zasilaniu wypływów (prawdopodobnie zasila źródła ascenzyjne w okolicy Ogartowa — o wydajności powyżej 10 l/s).

**Ryc. 3.** Chemizm wypływów wód podziemnych w południowym dorzeczu Parsęty (opróbowanie wykonano we wrześniu 2004 r.)

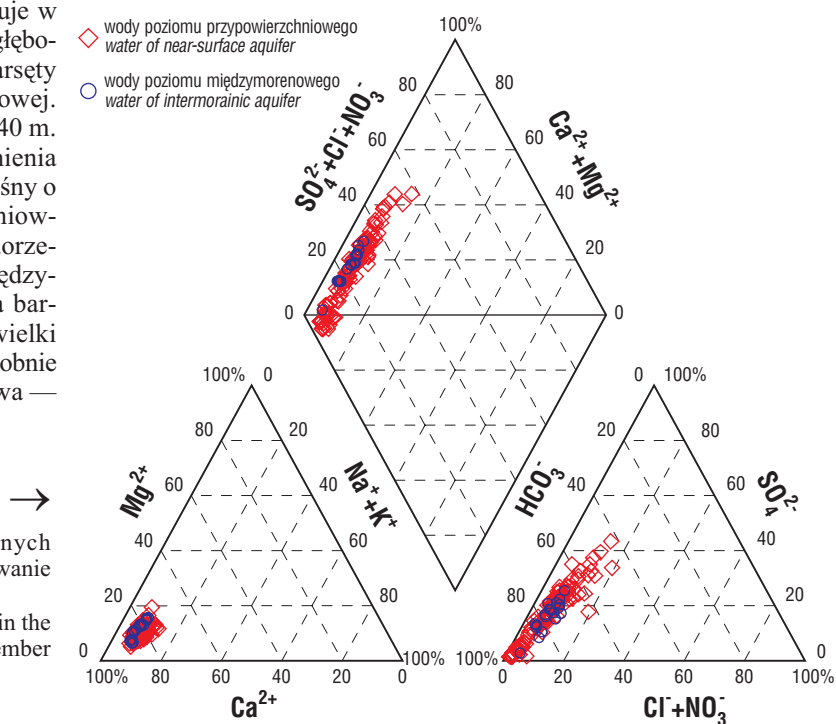
**Fig. 3.** Chemistry of the groundwater outflows in the southern part of the Parsęta catchment, September 2004 sampling

### Skład chemiczny wypływów wód podziemnych

Przewodność elektrolityczna właściwa wypływów wód podziemnych w zlewni Parsęty wynosiła średnio 395  $\mu$ S/cm. W prawie 84% stanowisk pomiarowych nie przekraczała przedziału 300–500  $\mu$ S/cm. Wody te mają odczyn obojętny lub słabo zasadowy (tab. 1). W składzie jonowym dominuje kation wapnia, którego udział w sumie kationów wynosił od 71,3 do 87,8%. Udział jonów magnezu wynosił średnio 9,8%, a łączna zawartość sodu i potasu zmieniała się w granicach 5,2–21,1% (ryc. 3). Wśród anionów największy udział miał jon wodorowęglanowy, stanowiący średnio 73,1% sumy anionów. Dużą zmiennością udziału (sięgającą 40%) charakteryzowały się aniony siarczanowe i azotanowe, natomiast udział chlorków w 90% stanowisk nie przekraczał 10% zawartości anionów. Wody wypływów zawierały w większości śladowe ilości Fe i Mn. Stężenia składników badanych w wypływach zasilanych z poziomu międzymorenowego nie różniły się znacząco od stężeń w wypływach zasilanych z przypowierzchniowego poziomu wodonośnego.

Wyznacznikiem składu chemicznego badanych wypływów wód podziemnych i ich niewielkiego przekształcenia antropogenicznego jest przynależność większości tych wód do dwóch typów hydrochemicznych wg klasyfikacji Szczukariewa-Prikońskiego (Macioszczyk, 1987): wodorowęglanowo-wapniowego (59% badanych wypływów) i wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowego (36,8%), charakterystycznych dla wód podziemnych płytko występujących w strefie hipergenezy (Macioszczyk & Dobrzyński, 2002) i dla wód obszarów młodoglacjalnych, zbudowanych z utworów zasobnych w węglan wapnia (Mazurek, 2000). Pozostałe wypływy (4,3%) należały do klas: wodorowęglanowo-azotanowo-wapniowej i azotanowo-siarczanowo-wapniowej, które w znacznym stopniu odbiegają od typów naturalnych, co świadczy o lokalnym oddziaływaniu na wody gruntowe ścieków bytowych i zanieczyszczeń związanych z hodowlą zwierząt.

Określone w toku badań parametry wód wypływających z poziomu międzymorenowego porównano z parametrami wód użytkowego międzymorenowego poziomu



**Tab. 1. Skład chemiczny wypływów wód podziemnych (próby pobrano we wrześniu 2004 r.) i użytkowego międzymorenowego poziomu wodonośnego na terenie południowego dorzecza Parsęty (CBDH PIG, 1980–2004)**

Table 1. Chemical composition of the groundwater outflows (September 2004 sampling) and chemistry of a useful intermorainic aquifer in the southern part of the Parsęta catchment (CBDH PIG, 1980–2004)

Parametr Parameter	Poziom przypowierzchniowy <i>Near-surface aquifer</i> n = 99		Poziom międzymorenowy <i>Intermorainic aquifer</i> n = 18		Użytkowy międzymorenowy poziom wodonośny* <i>Useful intermorainic aquifer</i>	
	Zakres Range	Średnia Mean	Zakres Range	Średnia Mean	Zakres Range	Średnia Mean
pH [-]	7,2–8,3	7,75**	7,3–8,5	7,80**	7,1–8,6 n = 48	7,6**
O <sub>2</sub> [mg/l]	0,1–10,4	7,0	0,9–9,3	7,2		
PEW [μS/cm]	229–661	384	354–552	452		
Mineralizacja całkowita <i>Total mineralisation</i> [mg/l]					155–375 n = 41	260
TOG [mval/l]	2,0–6,5	3,8	3,5–5,2	4,4	2,3–8,1 n = 48	4,2
Ca [mg/l]	33,4–123,6	67,3	68,8–90,3	78,0		
Mg [mg/l]	1,8–9,0	5,0	3,2–7,7	6,1		
Na [mg/l]	4,0–11,7	6,6	4,2–7,6	6,4		
K [mg/l]	0,6–10,4	1,7	0,7–2,3	1,5		
HCO <sub>3</sub> [mg/l]	51,9–287,3	188,4	164,7–270,2	213,3	128,1–329,4 n = 45	220,4
Cl [mg/l]	3,3–34,4	10,1	6,7–22,9	14,0	2,9–30,0 n = 46	9,7
SO <sub>4</sub> [mg/l]	0,1–120,1	32,7	3,4–78,0	38,4	0,2–76,5 n = 38	17,3
N-NO <sub>3</sub> [mg/l]	0,0–73,0	2,6	0–14,5	3,0	0–1,4 n = 36	0,1
Fe [mg/l]	0,0–1,4	0,2	0,0–2,5	0,2	0,0–12,2 n = 50	1,3
Mn [mg/l]	0,0–0,4	0,1	0,0–0,2	0,1	0,0–0,4 n = 49	0,1
SiO <sub>2</sub> [mg/l]	6,3–21,2	13,4	7,9–18,2	12,6		

\*dane Centralnego Banku Danych Hydrogeologicznych HYDRO z lat 1980–2004, based on 1980–2004 data from the Central Hydrological Data Bank HYDRO;

\*\*średnia wartość pH obliczona następująco  $pH = -\log_{10}[H^+]$ , mean pH value calculated as follows  $pH = -\log_{10}[H^+]$ ;

n — liczba opróbowanych wypływów lub studni, number of sampled outflows or wells;

PEW — przewodnictwo elektrolityczne właściwe, specific electrical conductivity;

wodonośnego w południowej części dorzecza Parsęty (tab. 1) i stwierdzono, że są one bardzo zbliżone. Jedynie stężenia azotu azotanowego według danych CBDH były niższe, jednak dane te należy traktować ostrożnie, ze względu na niejednorodność materiału dokumentacyjnego, wynikającą ze zróżnicowanej metodyki analitycznej. Ponieważ dostępne w CBDH wyniki analiz składu chemicznego wód podziemnych nie zawierają oznaczeń kationów, nie można ich było włączyć do analizy czynnikowej.

Stwierdzony przez autorkę skład chemiczny badanych wypływów wód przypowierzchniowych (tab. 1) charakteryzuje się znacznie mniejszym zróżnicowaniem niż przedstawiony na *Mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000* skład wód przypowierzchniowych w studniach kopanych i źródłach (tab. 2). Zaznaczone na arkuszach MHP duże zróżnicowanie stężeń Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>-2</sup> i NO<sub>3</sub><sup>-</sup> wskazuje na zanieczyszczenie wód w studniach położonych wśród zabudowy wiejskiej.

### Czynniki decydujące o składzie chemicznym wód

W celu identyfikacji źródeł substancji rozpuszczonych w badanych wypływach przeprowadzono analizę czynnikową metodą składowych głównych z rotacją czynników Varimax (Siwek, 2004; Dragon, 2006; Modelska & Buczyński, 2007). Jako zmienne wejściowe zastosowano znormalizowane i standaryzowane wartości przewodności elektrolitycznej właściwej oraz stężeń badanych składników. Na podstawie kryterium Kaisera wyodrębniono te czynniki, których wartości własne są większe od 1 (tab. 3).

Oceniając 12 cech fizykochemicznych wód ze 117 wypływów wyróżniono trzy komplementarne składowe, które łącznie wyjaśniają 70,9% zmienności cech wód podziemnych na obszarze badań. Największy udział w zmienności chemizmu wody ma czynnik PC1, wyjaśniający 31,4% zmienności, oraz czynnik PC2, odpowiadający za 26,9% zmienności mierzonych parametrów. Z analizy macierzy korelacji wynika, że pierwszy czynnik (PC1) jest dodatnio

**Tab. 2. Wybrane składniki chemiczne wód podziemnych w studniach kopanych i źródłach (wg Mapy hydrogeologicznej Polski)**  
 Table 2. Selected chemical compounds of groundwater in dug wells and springs (data from the Hydrogeological Map of Poland)

Parametr <i>Parameter</i>	Arkusz Mapy hydrogeologicznej Polski 1 : 50 000 <i>Sheet of Hydrogeological Map of Poland 1 : 50,000</i>					
	Barwice (Wiśniowski, 1998b)	Bobolice* (Kreczko & Prusak, 2004)	Dobrowo (Wiśniowski, 1998a)	Łubowo* (Bielec & Operach, 2004)	Połczyn Zdrój (Fuszara, 1998)	Tychowo (Wiśniowski, 1998c)
	n = 16 średnia, <i>mean</i> zakres, <i>range</i>	średnia, <i>mean</i> zakres, <i>range</i>	n = 16 średnia, <i>mean</i> zakres, <i>range</i>	n = 14 średnia, <i>mean</i> zakres, <i>range</i>	n = 19 średnia, <i>mean</i> zakres, <i>range</i>	n = 17 średnia, <i>mean</i> zakres, <i>range</i>
Mineralizacja całkowita <i>Total mineralisation [mg/l]</i>	<b>620</b> 308–1075		<b>386</b> 69–704	<b>266</b> 184–414	<b>412</b> 177–907	<b>385</b> 161–695
TOG [mval/l]		<b>4,5</b> 2,8–9 n = 53				<b>1,71</b> 0,82–2,77
HCO <sub>3</sub> [mg/l]		<b>214</b> 116–366 n = 48				
Cl [mg/l]	<b>30</b> 4,2–56,5	<b>12,0</b> 4–76 n = 51	<b>22,9</b> 8,7–47	<b>15</b> 6,5–27,5	<b>29</b> 2,1–136	<b>20,8</b> 3,8–50
SO <sub>4</sub> [mg/l]	<b>60,9</b> 1–132	<b>25,0</b> 4–76 n = 37	<b>57,8</b> 12,9–110	<b>35,4</b> 14,2–69,6	<b>48</b> 15–141	<b>60,9</b> 13–112
N-NO <sub>3</sub> [mg/l]	<b>21,1</b> 0,05–50	<b>0,4</b> 0,02–4 n = 44	<b>17</b> 0,23–37,5	<b>1,83</b> 0,13–10	<b>3,6</b> 0,07–12,4	<b>17,7</b> 1–54,4
Fe [mg/l]	<b>0,3</b> 0–4,16	<b>1,0</b> 0–3 n = 50	<b>0,03</b> 0,01–0,1	<b>0,17</b> 0,02–0,86	<b>0,15</b> 0–0,78	<b>0,06</b> 0–0,43
Mn [mg/l]	<b>0,03</b> 0–0,23	<b>0,2</b> 0,01–0,4 n = 48	<b>0,03</b> 0,01–0,21	<b>0,07</b> 0,001–0,17	<b>0,05</b> 0–0,42	<b>0,04</b> 0–0,36

\*piętro czwartorzędowe, *Quaternary aquifer*; n — liczba oznaczeń, *number of samples*; TOG — twardość ogólna, *total hardness*

skorelowany z anionami wodorowęglanowymi, kationami magnezu i wapnia oraz przewodnością elektrolityczną właściwą (tab. 3). Na drugą składową (PC2) odwrotnie proporcjonalny wpływ mają jony siarczanowe, chlorkowe i azotanowe, natomiast wprost proporcjonalne zależności istnieją ze stężeniami SiO<sub>2</sub>. Mniejsze znaczenie odgrywa czynnik PC3 (tab. 3), który jest wprost proporcjonalnie związany jedynie z kationami potasu.

Czynnik PC1 reprezentuje zróżnicowanie wpływów ze względu na stężenia związków geogenicznych pochodzących z wietrzenia i ługowania osadów polodowcowych. W składzie mineralnym osadów plejstocenyńskich i holocenyńskich zlewni górnej Parsęty przeważa kwarc, plagioklasy, skalenie potasowe i muskowił. Obecne są też okruchy skał magmowych, metamorficznych, wapieni i nieliczne dolomitu. We frakcji < 2 µm stwierdzono występowanie minerałów ilastych, głównie z grupy illitu, a także smektytu i kaolinitu oraz mieszanopakietowej grupy illitowo-smektytowej

**Tab. 3. Ładunki czynnikowe uzyskane metodą składowych głównych na podstawie analizy cech fizykochemicznych wypływów wód podziemnych**

Table 3. Factor loadings obtained from the principal component method on the basis of the physicochemical properties of groundwater outflows

Parametr <i>Parameter</i>	Czynnik PC1 <i>Factor PC1</i>	Czynnik PC2 <i>Factor PC2</i>	Czynnik PC3 <i>Factor PC3</i>
Ca	<b>0,913*</b>	-0,129	0,079
Mg	<b>0,816*</b>	0,227	0,110
Na	0,662	0,128	0,137
K	0,207	-0,127	<b>0,765*</b>
HCO <sub>3</sub>	<b>0,701*</b>	0,601	0,087
Cl	0,446	<b>-0,775*</b>	-0,022
SO <sub>4</sub>	0,057	<b>-0,816*</b>	-0,297
NO <sub>3</sub>	0,118	<b>-0,706*</b>	0,334
Fe	0,162	0,327	0,652
Mn	0,306	0,584	0,461
SiO <sub>2</sub>	0,299	<b>0,710*</b>	-0,140
PEW	<b>0,937*</b>	-0,214	0,154
Wartości własne <i>Eigenvalues</i>	3,774	3,226	1,512
Wyjaśniona wariancja % <i>Explained variance %</i>	31,5	26,9	12,6

PEW — przewodnictwo elektrolityczne właściwe, *specific electrical conductivity*;  
 \*ładunek czynnikowy > 0,7 lub < -0,7, *factor loading > 0.7 or < -0.7*



(Mazurek, 2000). Ważnym składnikiem osadów jest węglan wapnia, którego zawartość w osadach młodoglacjalnych wynosi kilka procent w warstwie przypowierzchniowej i wzrasta wraz z głębokością do kilkunastu procent (Bukowska-Jania, 2003). Skład mineralno-petrograficzny i kontakt luźnych osadów z infiltrującą wodą sprzyjają wietrzeniu glinokrzemianów, rozpuszczaniu węglanu wapnia i wymianie jonowej. Procesy te prowadzą do uwalniania jonów  $\text{Ca}^{+2}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Na}^+$  i  $\text{HCO}_3^-$ , które są wymywane przez infiltrującą wodę, powodując wzrost mineralizacji całkowitej wód, o czym świadczy silna korelacja między czynnikiem PC1 a przewodnictwem elektrycznym właściwym (tab. 3). Zgromadzony w glaciegenicznych utworach węglan wapnia podlegał wymywaniu od już schyłku glacjału, w jego efekcie piaski i żwiry lodowcowe oraz fluwioglacjalne (tzw. górne) są pozbawione węglanów do głębokości kilku metrów. W glinach morenowych zasobność  $\text{CaCO}_3$  jest większa ze względu na wolniejszy proces wymywania. Pomimo różnicowania zawartości  $\text{CaCO}_3$  w osadach młodoglacjalnych (Bukowska-Jania, 2003) nie stwierdzono istotnych różnic w stężeniach jonów  $\text{Ca}^{+2}$  i  $\text{HCO}_3^-$  w wodach poziomów przypowierzchniowego i międzymorenowego, co może wynikać m.in. z obecności innych źródeł dostawy tych związków, zwłaszcza w wyługowanej warstwie przypowierzchniowej.

Drugi czynnik (PC2) jest częściowo związany z zawartością jonów siarczanowych, chlorkowych i azotanowych, których wspólne występowanie może wskazywać na pochodzenie antropogeniczne (tab. 3). Wysokimi ujemnymi wartościami czynnika PC2 charakteryzują się wypływy położone w zasięgu oddziaływania ścieków bytowych i hodowlanych, a mozaikowa zmienność przestrzenna wysokich stężeń  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{-2}$  i  $\text{NO}_3^-$  w wodach wskazuje na lokalny zasięg tych zanieczyszczeń. Maksymalne stężenie jonów  $\text{NO}_3^-$ , wynoszące 323 mg/l, zanotowano w wypływie w dolinie Gęsiej — drenującym wody gruntowe zanieczyszczone przez ścieki i gnojowicę z fermy hodowlanej. W dostawie wymienionych anionów bierze również udział depozycja atmosferyczna, zależna od regionalnego zanieczyszczenia powietrza. Według danych Stacji Geoekologicznej UAM w Storkowie (ryc. 1), w wodach opadów atmosferycznych wśród anionów największy udział procentowy mają jony azotanowe i siarczanowe. Średnie ważone stężenie azotanów w wodach opadowych w roku hydrologicznym 2004 wynosiło 1,73 mg/l, siarczanów 1,24 mg/l, a chlorków 0,47 mg/l (Szpikowski i in., 2006). Stosunek gramorównoważnikowych stężeń azotanów do siarczanów potwierdza rosnącą rolę związków azotu w procesach zakwaszania wód opadowych (pH wód opadowych — 4,83).

W ocenie źródeł dostawy związków siarki i azotu, pierwiastków stanowiących istotny element obiegu biologicznego, należy uwzględnić także pochodzenie jonów  $\text{NO}_3^-$  i  $\text{SO}_4^-$  z mineralno-organicznych i aktywnych biologicznie poziomów gleby. Azotany uwalniane w wyniku mineralizacji materii organicznej występują w wodach naturalnych w bardzo niskich stężeniach. Na badanym obszarze dominują wypływy (70%), których wody mają stężenia azotanów poniżej 1 mg/l, czyli mieszczące się w zakresie tła hydrogeochemicznego podawanego przez Witczaka i Adamczyka (1995). Biogenicznej dostawie siarczanów sprzyja występowanie na obszarze badań osadów organicznych w licznych zagłębieniach bezodpływowych, w dolinach cieków i w bezpośrednim otoczeniu wypływów.

Czynnik PC2 w części dodatniej jest związany z krzemionką, którą można zaliczyć do związków geogenicznych, uwalnianych w wyniku wietrzenia minerałów

krzemianowych i ługownia amorficznej krzemionki. Źródłem biogenicznej krzemionki może być rozkład substancji organicznej (np. igieł sosnowych). Wyniki badań na obszarach Niżu Polskiego wskazują, że w wodach opadowych krzemionka występuje w ilościach śladowych, a jej stężenia znacząco wzrastają podczas filtracji w strefie aeracji, osiągając wartości zbliżone lub wyższe od wartości notowanych w wodach gruntowych (Porowska, 2007). W wodach glebowych krzemionka może występować w szerokim zakresie stężeń, w zależności od typu gleby i jej odczynu. Badania eksperymentalne 5 typów gleb w zlewni górnej Parsęty wskazują na najmniejszą zasobność w krzemionkę gleby rdzawej właściwej, a największą — gleby płowej (Szpikowska, 2006). Na badanym terenie wody poziomu przypowierzchniowego charakteryzują się wyższą średnią i szerszym zakresem stężeń  $\text{SiO}_2$  (tab. 1) niż wody poziomu międzymorenowego, co może być efektem ługowania amorficznej krzemionki i krzemianowych koloidów glebowych (Dobrzyński, 2007) z najpłytszej strefy krążenia wód. Możliwość występowania wysokich stężeń  $\text{SiO}_2$  w wodach o krótkim czasie krążenia w strefie aeracji ogranicza wykorzystanie krzemionki jako wskaźnika głębokości i czasu przepływu wód podziemnych na obszarach młodoglacjalnych (Mazurek, 2000, 2007).

Biogeniczne pochodzenie jonów siarczanowych, azotanowych i krzemionki pozwala identyfikować składową PC2 nie tylko z dostawą antropogeniczną (w tym z depozycją atmosferyczną), ale również z udziałem procesów biochemicznych, zachodzących w aktywnej biologicznie, płytkiej strefie krążenia wód. Dodatnia korelacja  $\text{SO}_4$  z czynnikiem PC2, a ujemna z  $\text{SiO}_2$  (tab. 3) wskazują prawdopodobnie na zachodzące w tym samym środowisku glebowym lub w warstwie wodonośnej odmienne procesy biochemiczne uwalniające analizowane związki.

Składowa PC3, odpowiadająca za 12,6% zmienności składu chemicznego badanych wód, wiąże się z występowaniem jonu potasu. Naturalna dostawa potasu do wód podziemnych następuje głównie w wyniku rozkładu materii organicznej oraz wietrzenia glinokrzemianów. W większości stanowisk stężenie tego kationu mieściło się w granicach 1–2 mg/dm<sup>3</sup>. Niskie stężenia potasu w wodach podziemnych należy wiązać przede wszystkim z jego aktywnym udziałem w obiegu biologicznym, włączeniem w struktury minerałów ilastych typu 2 : 1 (głównie illitu) i sorpcją na powierzchni koloidów glebowych (Macioszczyk & Dobrzyński, 2002). Notowane lokalnie podwyższone stężenia potasu są na badanym obszarze efektem migracji zanieczyszczeń (m.in. z nawożenia mineralnego i organicznego). Dlatego składowa PC3 może być łączona z uwarunkowaniami biogenicznymi i geogenicznymi, a punkto-wo z oddziaływaniem czynnika antropogenicznego.

## Dyskusja

Przeprowadzona analiza czynnikowa wskazuje na dwie główne grupy czynników kształtujących cechy fizykochemiczne wód podziemnych zasilających badane wypływy: czynnik geogeniczny, jakim są właściwości systemu wodonośnego w strefie młodoglacjalnej, oraz czynnik antropogeniczny. Uwarunkowania te z różną siłą oddziałują na jakość wód, o czym świadczy położenie wypływów w układzie dwóch pierwszych składowych głównych. Wprowadzony na diagramie podział wypływów ze względu na litologię wodonośca (ryc. 4) nawiązuje do dróg i warunków lokalnego oraz przejściowego przepływu

wód podziemnych w systemie wodonośnym w dorzeczu Parsęty.

W strefie lokalnego przepływu wód na wysoczyznach morenowych źródła warstwowe drenują warstwy gliny morenowej lub piasków lodowcowych. W strefie drenażu płytkie wody gruntowe w piaskach lodowcowych należą do typu hydrochemicznego  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ , który jest kształtowany w trakcie przesączania się wód opadowych przez strefę aeracji. Opady atmosferyczne cechuje niska mineralizacja, a w składzie jonowym uczestniczą głównie jony:  $\text{NO}_3^-$  i  $\text{SO}_4^{2-}$  oraz  $\text{NH}_4^+$  i  $\text{Na}^+$  (Szpikowski i in., 2006). W strefie aeracji, a zwłaszcza w poziomach glebowych, następuje transformacja składu chemicznego wód, będąca efektem procesów sorpcji, wymiany jonowej i wietrzenia glinokrzemianów. Z rozkładu materii organicznej pochodzą m.in. jony siarczanowe, które zaznaczają się w typie hydrogeochemicznym wód gruntowych, a ich obecność jest uznana za cechę charakterystyczną dla płytkiego przepływu wód podziemnych (Mazurek, 2000; Szpikowska, 2006).

Infiltrujące w pokrywą glebową wody opadowe wzbogacają się w kwasy humusowe i dwutlenek węgla, co powoduje, że stają się agresywne w stosunku do węglanu wapnia. Powolny przepływ wody przez piaszczyste gliny morenowe, o zawartości  $\text{CaCO}_3$  w zakresie 2–14% (Kwapisz, 2000; Lewandowski i in., 2003; Popielski, 2000, 2003), sprawia, że wraz z głębokością wody są wzbogacane w produkty rozpuszczania węglanu wapnia. W efekcie wody są silniej zmineralizowane i w miejscach drenażu należą najczęściej do typu hydrochemicznego  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ .

W trakcie przepływu wód do strefy drenażu notuje się wzrost mineralizacji, często skokowy, wynikający z lokalnego zróżnicowania warunków filtracji i czasu kontaktu wody z osadem (Komisarek, 2000; Szpikowski i in., 2006). Badania składu chemicznego wód podziemnych na obszarach wysoczyzn morenowych wskazują na przynależność wód do tego samego typu hydrochemicznego zarówno w strefie wododziałowej, jak i drenażu (Szpikowski i in., 2006).

Do strefy płytkiego przepływu wód podziemnych o lokalnym zasięgu należą wypływy z pagórków kemowych i moren martwego lodu. Ukształtowanie terenu — krótkie stoki i duże spadki — sprzyjają szybkiemu spływowi wód, co powoduje, że kontakt wody z osadami jest krótki. Litologia wodonośna i czas przepływu wód decydują o małej przewodności elektrolitycznej właściwej i małej zawartości składników geogenicznych (położenie tych wypływów głównie w zakresie ujemnych wartości PC1, ryc. 4). Podobny skład chemiczny mają wody wypływów zasilanych z flu-

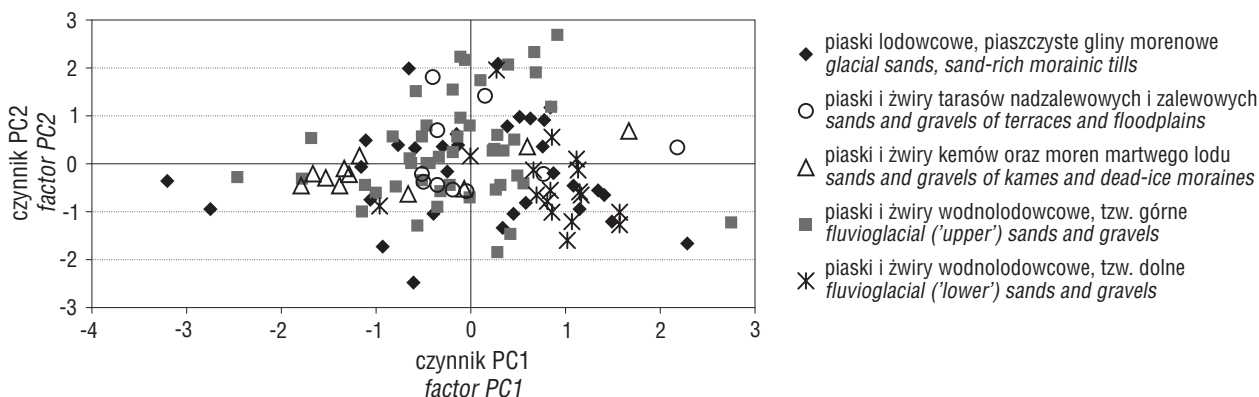
wioglacialnych osadów piaszczysto-żwirowych, które charakteryzują się znacznym wylugowaniem węglanu wapnia (średnia zawartość 2%), co przekłada się na niskie stężenia wapnia. Poziome granice tego wodonośca są częściowo słabo przepuszczalne, a ograniczony kontakt z poziomami wodonośnymi na wysoczyźnie (ryc. 2) zmniejsza możliwość lateralnego dopływu substancji rozpuszczonych (ryc. 1).

Wody podziemne przepływające przez taras nadzalewowy są zasilane przez wody opadowe i wody spływów powierzchniowych z przylegającej równiny wód roztopowych albo wysoczyzny morenowej, z czym wiąże się mieszanie wód o odmiennym składzie chemicznym. W wypływach wód z tarasów rzecznych zanotowano najwyższe stężenia jonów Fe i Mn. Na wysokie stężenia Mn w wodach filtrujących aluwia zawierające materię organiczną wskazuje Płochniewski (1973) i Górski (1989). Obecność materii organicznej w osadach rzecznych sprawia, że płytkie wody są wzbogacane również w siarczany, a wypływy tarasowe należą do typu  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ .

Naturalny chemizm wód przypowierzchniowych może być modyfikowany przez zanieczyszczenia migrujące z powierzchni terenu. Oddziaływanie czynnika antropogenicznego powoduje lokalnie wzrost mineralizacji wód oraz zmiany składu jonowego. Silnie przeobrażone wody reprezentują takie typy hydrochemiczne, jak:  $\text{HCO}_3\text{-NO}_3\text{-Ca}$  i  $\text{NO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ .

Głębsza strefa przepływu wód, którą można zaliczyć do pośredniego systemu krążenia (Szymanko, 1980), jest reprezentowana przez wody wgłębne w piaskach i żwirach fluwioglacialnych (poziom międzymorenowy I i II). Osady międzymorenowe są słabiej wylugowane niż przypowierzchniowe osady wodnolodowcowe i zawierają od 4 do 12,9%  $\text{CaCO}_3$  (średnio 5,5%, Popielski, 2000). Wody wypływów drenujących te warstwy charakteryzują się najwyższymi stężeniami składników geogenicznych (z wyjątkiem dwóch stanowisk, dodatnie wartości PC1, ryc. 4) i przynależnością do typu dwujonowego:  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ . Poziomy wód wgłębnych mogą być zasilane także przez wody ługujące nadległe warstwy glin morenowych. Wody te cechują wysokie wartości przewodności elektrolitycznej właściwej, a ich właściwości wynikają także z dłuższej drogi i czasu przepływu pod ziemią (czas przebywania wody w wodonoścu określono na podstawie badań izotopowych na 20–50 lat — Wiśniowski, 1998a).

Regionalna strefa krążenia wód w osadach plejstocen-skich może być rozpoznana tylko poprzez analizy wody ujmowanej studniami wierconymi. Według archiwalnych



Ryc. 4. Diagram uporządkowania wypływów wód podziemnych wobec pierwszej i drugiej składowej głównej na tle jednostek litologicznych (opróbowanie wykonano we wrześniu 2004 r.)

Fig. 4. Diagram of the arrangement of groundwater outflows in terms of the first and second principal components versus lithological units, September 2004 sampling



wyników badań Wiśniowskiego (1998a, b, c), w składzie chemicznym wód ze studni wierconych nie zaznacza się zróżnicowanie jakości wód w zależności od nawierconej warstwy wodonośnej. Na podstawie danych tego autora, które charakteryzują całe piętro czwartorzędowe, a nie poszczególne poziomy wodonośne, i w porównaniu do wyników analiz wód poziomu przypowierzchniowego można jedynie stwierdzić, że wraz z głębokością następuje spadek ogólnej mineralizacji wód. Spadek stężenia jonów  $\text{Cl}^-$  można wiązać z ograniczonym oddziaływaniem czynnika antropogenicznego. Mniejsza ilość jonów  $\text{SO}_4^{2-}$  może być wynikiem procesów desulfatacji, zachodzących w głębszych warstwach wraz ze zmianą warunków utleniających na redukcyjne. Środowisko redukcyjne sprzyja także procesom denitryfikacji, prowadząc do spadku stężenia azotanów. Odmienną tendencję wykazują jony żelaza, których wyższe wraz z głębokością stężenia wynikają ze wzrastającego znaczenia geogenicznego źródła tego składnika w strefie regionalnego krążenia wód.

Każdy z analizowanych podsystemów przepływu wody jest związany z osadami piaszczystymi, stanowiącymi podobne środowiska hydrogeochemiczne, co sprawia, że różnice w chemizmie wód zasilających wypływy nie są duże. Głównym naturalnym elementem różnicującym ich skład jest zawartość  $\text{CaCO}_3$  w wodonościach i w seriach osadów nadległych, a w wodach poziomu przypowierzchniowego intensywność procesów biochemicznych. Charakterystyczna dla osadów glacialnych duża zmienność facjalna, prowadząca do zmian parametrów filtracyjnych, decyduje o czasie współdziałania wody i osadów. Jest to ważny czynnik, powodujący różnicowanie składu chemicznego w trakcie przepływu wód ze strefy zasilania do miejsca drenażu. Różnice w składzie chemicznym wód mogą się zacierać w wyniku mieszania się wód, które następuje na badanym terenie przez okna hydrogeologiczne w glinach zwałowych.

Badania chemizmu wypływów wód podziemnych pozwoliły poznać właściwości hydrogeochemiczne strefy drenażu i wskazać uproszony schemat pionowej strefowości hydrochemicznej. Opracowanie modelu funkcjonowania systemu wodonośnego w południowej części dorzecza Parsęty będzie wymagać rozpoznania właściwości wód w strefie alimentacji poprzez pełne analizy wód ujmowanych studniami wierconymi, w powiązaniu z drogami przepływu wód podziemnych.

Autorka składa serdeczne podziękowania anonimowym recenzentom za dyskusje i krytyczne uwagi przyczyniające się do powstania ostatecznej wersji artykułu. Badania wykonano w ramach projektu KBN 3P04E 04323 pt. *Rozwój obszarów źródłiskowych rzek i ich znaczenie dla funkcjonowania systemu fluwialnego na obszarach młodoglacjalnych (Pomorze Zachodnie)*.

## Literatura

Atlas hydrologiczny Polski w skali 1 : 200 000 — 1987, Stachy J. (red.). IMGW, Wyd. Geol.  
 BIELEC B. & OPERACZ T. 2004 — Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Lubowo. Państw. Inst. Geol., MS.  
 BŁASZKOWSKI J. 1969 — Kilka uwag o źródłach w rynnje jeziora Żarnowieckiego. Z. Geogr. WSP w Gdańsku, 11: 213–218.  
 BUKOWSKA-JANIA E. 2003 — Rola systemu lodowcowego w obiegu węgla wapnia w środowisku przyrodniczym. Wydaw. UŚI.  
 DOBRZYŃSKI D. 2007 — Znaczenie częściowych równowag chemicznych w kształtowaniu chemizmu wód podziemnych w systemach krzemianowych strefy wietrzenia. Prz. Geol., 55: 460–466.  
 DRAGON K. 2006 — Application of factor analysis to study contamination of a semi-confined aquifer (Wielkopolska Buried Valley aquifer, Poland). J. Hydrology, 331: 272–279.

EMEP, 2007 — Manual for sampling and chemical analysis. Co-operative Programme for Monitoring and Evaluation of the Long-range Transmission of Air Pollutants in Europe. Norwegian Institute for Air Research, Online: <http://www.nilu.no/projects/ccc/manual/>.  
 FUSZARA P. 1998 — Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Połczyn Zdrój. Sadurski A. (red.), FIG, MOŚNiL.  
 GÓRSKI J. 1989 — Główne problemy chemizmu wód podziemnych utworów kenozoiku środkowej Wielkopolski. Z. Nauk. AGH, 45.  
 HERBICH J. 1998 — Staniszewskie Zdroje — ochrona szaty roślinnej źródlisk. [W:] Herbich J. & Herbichowa M. (red.) — Szata roślinna Pomorza — zróżnicowanie, dynamika, zagrożenie, ochrona. Przewodnik Sesji Terenowych 51. Zjazdu PTB 15-19 IX 1998. Wydaw. UG: 181–186.  
 KOMISAREK J. 2000 — Kształtowanie się właściwości gleb płowych i czarnych ziem oraz chemizmu wód gruntowych w katenie falistej moreny dennej Pojezierza Poznańskiego. Roczn. AR w Poznaniu, 307.  
 KONDRACKI J. 2000 — Geografia fizyczna Polski. PWN.  
 KRECKO M. & PRUSSAK W. 2004 — Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Bobolice. Sadurski A. (red.), FIG, MS.  
 KWAPISZ B. 2000 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Tychowo. SUG Kielkart, Kielce.  
 LEWANDOWSKI J., HELIASZ Z. & CHYBIORZ R. 2003 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Lubowo. Państw. Inst. Geol.  
 MACIOSZCZYK A. 1987 — Hydrogeochemia. Wyd. Geol.  
 MACIOSZCZYK A. & DOBRZYŃSKI D. 2002 — Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. PWN.  
 MAZUREK M. 2000 — Zmienność transportu materiału rozpuszczonego w zlewni Kludy jako przejaw współczesnych procesów denudacji chemicznej (Pomorze Zachodnie). Wydaw. Nauk. UAM.  
 MAZUREK M. 2006 — Wpływy wód podziemnych w południowej części dorzecza Parsęty. Bad. Fizjograf. nad Pol. Zach., Ser. A, 57: 101–118.  
 MAZUREK M. 2007 — Chemizm wypływów wód podziemnych w dorzeczu Parsęty (Pomorze Zachodnie). [W:] Jokił P., Moniewski P. & Ziulkiewicz M. (red.) — Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne. Łódź: 242–252.  
 MICHALSKA M. 1979 — Wody podziemne utworów czwartorzędowych w młodoglacjalnej strefie marginalnej okolic Miastka na Pojezierzu Pomorskim. Arch. Wydz. Geol. UW.  
 MODELSKA M. & BUĆZYŃSKI S. 2007 — Zastosowanie analizy czynnikowej w badaniach hydrochemicznych wybranych zlewni sudeckich. Prz. Geol., 55: 319–323.  
 NOWAKOWSKI C. 1973 — Warunki hydrogeologiczne występowania źródeł w wytopisku Potoki. Pr. Hydrogeol., Ser. Spec., 5: 5–35.  
 PŁOCHNIEWSKI Z. 1973 — Występowanie żelaza i manganu w wodach podziemnych utworów czwartorzędowych (na przykładzie obszarów północnej i centralnej Polski). Biul. Inst. Geol., 277.  
 POPIELSKI W. 2000 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Barwice. FIG.  
 POPIELSKI W. 2003 — Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Szczecinek. FIG.  
 POROWSKA D. 2007 — Zróżnicowanie składu chemicznego wód w strefie wahań zwierciadła wody na przykładzie poligonu Kampinos. Prz. Geol., 55: 71–78.  
 PRUSSAK E. 2004 — Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Szczecinek. Sadurski A. (red.), Państw. Inst. Geol., MS.  
 SIWEK J. 2004 — Źródła w zlewniach Prądnika, Dhubni i Szreniawy. Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania jakości wód. UJ.  
 SZPIKOWSKA G. 2006 — Uwarunkowania glebowo-litologiczne denudacji chemicznej zlewni Chwalimskiego Potoku (górna Parsęta). [W:] Krzysztofiak L. (red.) — Funkcjonowanie i monitoring geokoosystemów Polski w warunkach narastającej antropopresji. Bibl. Monitoringu Środowiska: 145–154.  
 SZPIKOWSKI J., DOMAŃSKA M., KRUSZYK R., SZPIKOWSKA G. & TYLKOWSKI J. 2006 — Stacja Bazowa Storkowo. [W:] Kostrzewski A. (red.) — Stan, przemiany i funkcjonowanie geokoosystemów Polski w latach 1994–2004 na podstawie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego. Bibl. Monitoringu Środowiska: 95–136.  
 SZYMANKO J. 1980 — Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania. Wyd. Geol.  
 WIŚNIEWSKI Z. 1998a — Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Barwice. Sadurski A. (red.), FIG, MOŚNiL.  
 WIŚNIEWSKI Z. 1998b — Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Dobrowo. Sadurski A. (red.), FIG, MOŚNiL.  
 WIŚNIEWSKI Z. 1998c — Objąsnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Tychowo. Sadurski A. (red.), FIG, MOŚNiL.  
 WITCZAK S. & ADAMCZYK A. 1995 — Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metody ich oznaczania, T. 1. Bibl. Monitoringu Środowiska.

Praca wpłynęła do redakcji 08.05.2007 r.

Po recenzji akceptowano do druku 19.12.2007 r.