

**FORMOWANIE SKŁADU CHEMICZNEGO WÓD PODZIEMNYCH
W WARSTWACH MIOCENU I PLEJSTOCENU
W REJONIE WYSTĘPOWANIA GŁĘBOKIEJ DOLINY KOPALNEJ W POBLIŻU WYSOKIEJ
(POJEZIERZE KRAJEŃSKIE)**

**THE FORMATION OF CHEMICAL COMPOSITION OF GROUNDWATERS FROM THE MIOCENE
AND PLEISTOCENE AQUIFERS WITHIN OF THE BURIED VALLEY NEAR WYSOKA
(KRAJEŃSKIE LAKE DISTRICT)**

TOMASZ KOTOWSKI¹, MAREK KACHNIC¹

Abstrakt. W pracy przedstawiono analizę zmienności składu chemicznego wód podziemnych poziomu mioceńskiego na drodze przepływu przez obszar plejstocenijskiej doliny kopalnej. Teren badań znajduje się w północnej Wielkopolsce, gdzie na znacznym obszarze występuje jednorodnie wykształcony mioceński poziom wodonośny. W rejonie Wysokiej poziom ten jest rozcięty głęboką erozyjną doliną kopalną, sąsiadującą z obecną doliną Noteci. Mioceński poziom wodonośny i głęboki poziom plejstocenijski występują w strefie doliny w łączności hydraulicznej. Uwzględniając odmienne warunki kształtowania się środowiska hydrogeochemicznego wód podziemnych, wydzielono trzy strefy: poziom mioceński przed doliną kopalną (strefa A), głęboki poziom plejstocenijski w obrębie doliny kopalnej (strefa B) i poziom mioceński poza doliną kopalną (strefa C). W obrębie doliny kopalnej w wodach głębokiego poziomu plejstocenijskiego (strefa B) stwierdzono wysokie zawartości jonów Cl^- i SO_4^{2-} . Dla jonów Cl^- i SO_4^{2-} wykonano mapy stężeń bez zastosowania interpolacji metodą krigingu punktowego. Wzrost zawartości jonów Cl^- i SO_4^{2-} w strefie B jest związany z ascenzją wód z poziomów mezozoicznych. Zmiany twardości, zasadowości i zawartości jonów wapnia, obserwowane w wodach głębokiego poziomu plejstocenu, najprawdopodobniej są związane ze zmianą warunków utleniająco-redukcyjnych i rozkładem materii organicznej. W wyniku analizy czynnikowej wyróżniono trzy czynniki kształtujące skład chemiczny wód podziemnych: F1, F2 i F3. Wyróżnione procesy formowania składu chemicznego wód poziomów mioceńskiego i głębokiego plejstocenijskiego mają charakter geogeniczny i są uwarunkowane obecnym systemem krążenia wód.

Słowa kluczowe: analiza czynnikowa, ascenzja, chemizm wód podziemnych, wody podziemne, dolina kopalna, Pojezierze Krajeńskie.

Abstract. The analysis of chemical composition variability of the Miocene aquifer groundwater during the groundwater flow through the buried Pleistocene valley is presented in the paper. The study area is located in northern Wielkopolska, where the homogeneous Miocene aquifer was found over a wide area. This aquifer is intersected by the buried valley located in the vicinity of Wysoka. The deep Pleistocene and Miocene aquifers are found in hydraulic connection within the buried valley area. Taking into account the dissimilar formation conditions of the hydrogeochemical environment, three zones were distinguished: the Miocene aquifer preceded the buried valley (A zone), the deep Pleistocene aquifer within the limits of the buried valley area (B zone), and the Miocene aquifer beyond the buried valley (C zone). The deep Pleistocene aquifer groundwater (zone B) within the buried valley area was found to contain evidently high concentrations of chloride and sulphate ions. Maps of Cl^- and SO_4^{2-} concentrations were made without interpolation using the point kriging method. The increase of the concentrations in the deep Pleistocene aquifer (zone B) is due to an ascent from the Mesozoic aquifers. The changes in water hardness and alkalinity of the deep Pleistocene aquifer in the research area may be related to the change in redox potential conditions and decomposition of organic matters. A set of factors (F1, F2 and F3) affecting the chemical composition of groundwaters was distinguished as a result of the factor analysis. The identified processes which affected the chemical composition of the Miocene and deep Pleistocene aquifers are of natural geological character and are associated with the current groundwater flow system.

Key words: factor analysis, ascension, groundwater chemical composition, groundwaters, buried valley, Krajeńskie Lake District.

¹ Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Geografii, Zakład Geologii i Hydrogeologii, ul. Gagarina 9, 87-100 Toruń; e-mail: kotowski@uni.torun.pl, kach@uni.torun.pl

WSTĘP

W północnej Wielkopolsce na znacznym obszarze występuje jednorodnie wykształcony poziom wodonośny w osadach miocenu. W rejonie Wysokiej i Złotowa (Pojezierze Krajeńskie) poziom ten jest rozcięty głęboką erozyjną doliną kopalną, występującą w sąsiedztwie obecnej doliny Noteci (fig. 1). W granicach doliny kopalnej, a także poza nią, stwierdzono występowanie podwyższonych stężeń jonów chlorkowych i siarczanowych oraz wyraźne zmiany

w parametrach hydrogeochemicznych wód podziemnych tego poziomu. Rejon wybrany do szczegółowych badań znajduje się w obrębie trzech arkuszy: Złotów, Wysoka i Szamocin *Mapy hydrogeologicznej Polski (MhP) 1:50 000*. Obszar ten wybrano do badań z uwagi na możliwość analizy zmienności składu chemicznego wód podziemnych poziomu mioceńskiego i głębokiego poziomu plejstocenijskiego, na drodze przepływu przez rejon występowania doliny kopalnej.

CHARAKTERYSTYKA HYDROGEOLOGICZNA

W osadach plejstocenu wyróżniono trzy genetycznie odmienne poziomy wodonośne. Poziom głęboki, wykształcony w obrębie osadów plejstocenu¹, występuje jedynie w strefie doliny kopalnej (fig. 1). Obszerniejsza charakterystyka wodonośnych poziomów plejstocenu na tym obszarze została zawarta we wcześniejszych opracowaniach (Dąbrowski i in., 1998; Kachnic, Kotowski, 2004a, b; Kotowski, 2005).

Na badanym obszarze główny poziom wodonośny w obrębie osadów neogenu stanowią piaski mioceńskie drobno- i średnioziarniste, lokalnie z dodatkami grubszych frakcji. Tworzą one regionalny zbiornik wód podziemnych, eksploatowany przez liczne ujęcia wód podziemnych (Kachnic, Kotowski, 2004a). Poziom mioceński charakteryzuje się znacznym rozprzestrzenieniem, ciągłością występowania i jest dobrze izolowany. Zasilanie tego poziomu odbywa się głównie w wyniku przesączania z wyżej leżących poziomów wodonośnych i, w mniejszym stopniu, w wyniku przesiąkania z głębiej leżącego poziomu oligoceńskiego. Wielkość zasilania poziomu mioceńskiego, określona na podstawie badań modelowych, wynosi 1,44 m³/h·km² (Dąbrowski i in., 1998). Mioceński poziom wodonośny występuje w obrębie całego analizowanego obszaru, z wyjątkiem rejonu doliny kopalnej (fig. 1).

W rejonie doliny kopalnej osady miocenu zostały całkowicie lub w znacznej części usunięte. Obszar występowania doliny kopalnej charakteryzuje się wyrównaniem ciśnień pomiędzy poziomami mioceńskim i plejstocenijskimi. W obrębie doliny kopalnej stwierdzono liczne okna hydrogeologiczne pomiędzy plejstocenijskimi poziomami wodonośnymi (Kachnic, Kotowski, 2004a). Występuje tu bezpośredni kontakt hydrauliczny, łączący poziom mioceński z głębokim poziomem plejstocenijskim, który leży na bardzo zbliżonych

rzędnych do poziomu mioceńskiego (fig. 2). Z tego względu, pomimo odrębnej litologii i genezy osadów wodonośnych, głęboki poziom plejstocenijski rozpatrywano wspólnie z poziomem mioceńskim, jako jeden element systemu krążenia wód podziemnych.

Poziom oligoceński na obszarze badań występuje sporadycznie i jest bardzo słabo rozpoznany. Jest wykształcony w postaci drobno- i gruboziarnistych piasków morskich, o miąższości od kilku do kilkunastu metrów. W rejonie badań został przewiercony tylko w kilku otworach badawczych, bez wykonania opróbowania hydrogeologicznego i określenia parametrów hydrogeologicznych. W pobliżu zachodniej granicy obszaru badań występuje lokalnie łączność strukturalna poziomu oligoceńskiego z poziomem dolnojurajskim (Pomianowska, 2004). Duża liczba nieciągłych deformacji tektonicznych i bardzo zmienne wykształcenie osadów tworzących strop jury nie pozwalają na jednoznaczne stwierdzenie występowania połączonych wodonośnych poziomów oligoceńskiego i dolnojurajskiego w pozostałej części obszaru badań (Kachnic, Kotowski, 2004a).

Z uwagi na niewystarczające rozpoznanie w stosunku do złożoności budowy geologicznej, jurajskie poziomy wodonośne nie zostały zbadane w stopniu umożliwiającym poprawny opis ich właściwości i parametrów hydrogeologicznych.

W nadkładzie mioceńskiego poziomu wodonośnego występują powszechnie warstwy poznańskie górne. Na omawianym obszarze osady pliocenu (iły pstre) zostały usunięte w wyniku erozji. Osady pliocenu występują tylko w formie licznych porwaków w rejonie Wysokiej (Piwocki, 1972). W głębszym podłożu mezozoicznym analizowanego obszaru stwierdzono występowanie poduszki solnej oraz uskoku tektonicznych (Znosko i in., 1998).

¹ W obrębie doliny kopalnej prawdopodobne jest występowanie osadów piasków i żwirów wodnolodowcowych zlodowaceń sanu I i sanu II (Dzierżek, 1997). Często osady te są rozmyte i zastąpione przez osady zlodowacenia odry

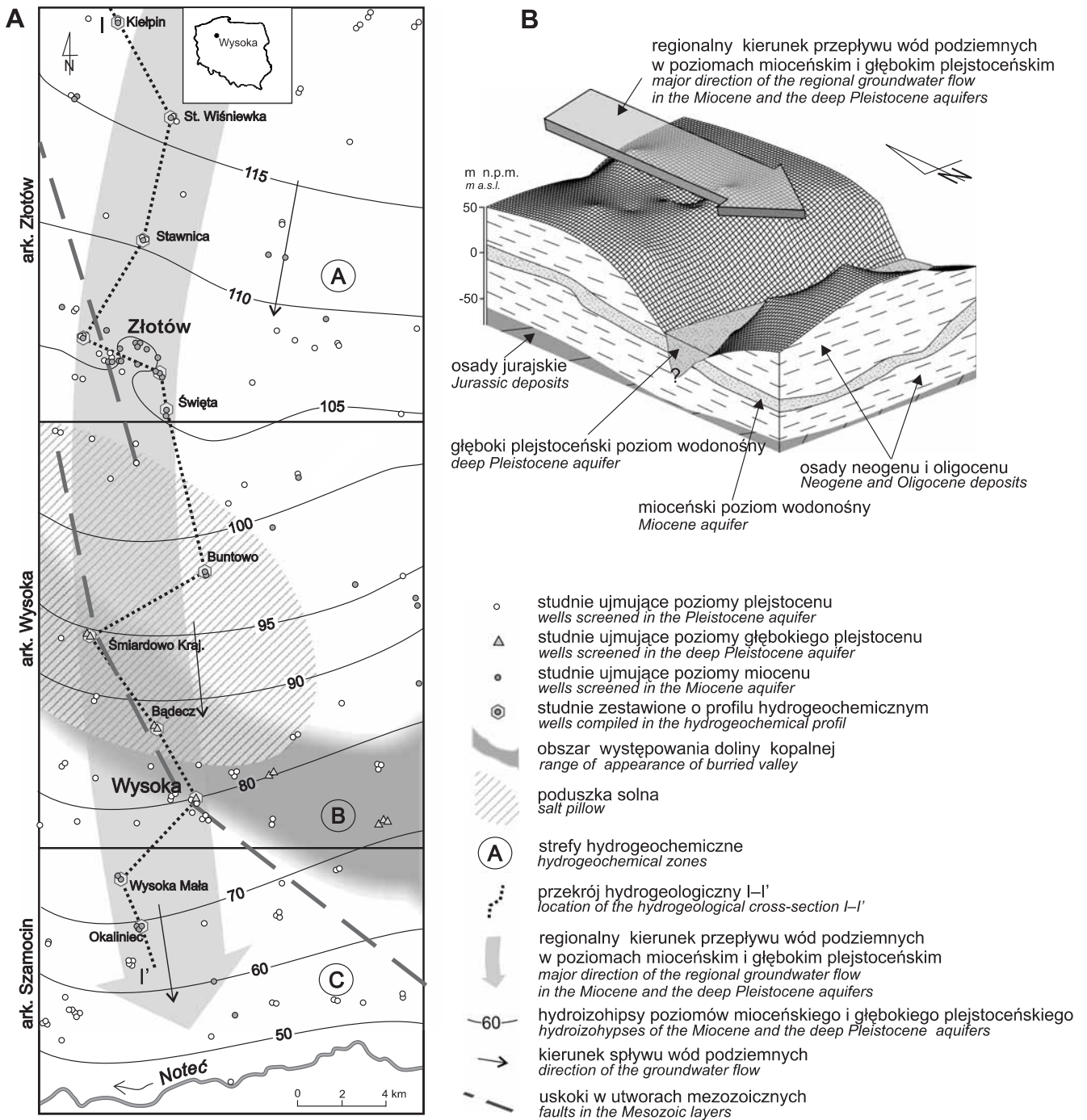


Fig. 1. Lokalizacja terenu badań, szkic warunków hydrogeologicznych (A) i ukształtowanie stropu osadów miocenu i plejstocenu (B) w rejonie Wysokiej i Złotowa

Location of the study area, scheme of hydrogeological conditions (A) and relief of the top of Miocene and Pleistocene deposits (B) in the Wysoka and Złotów

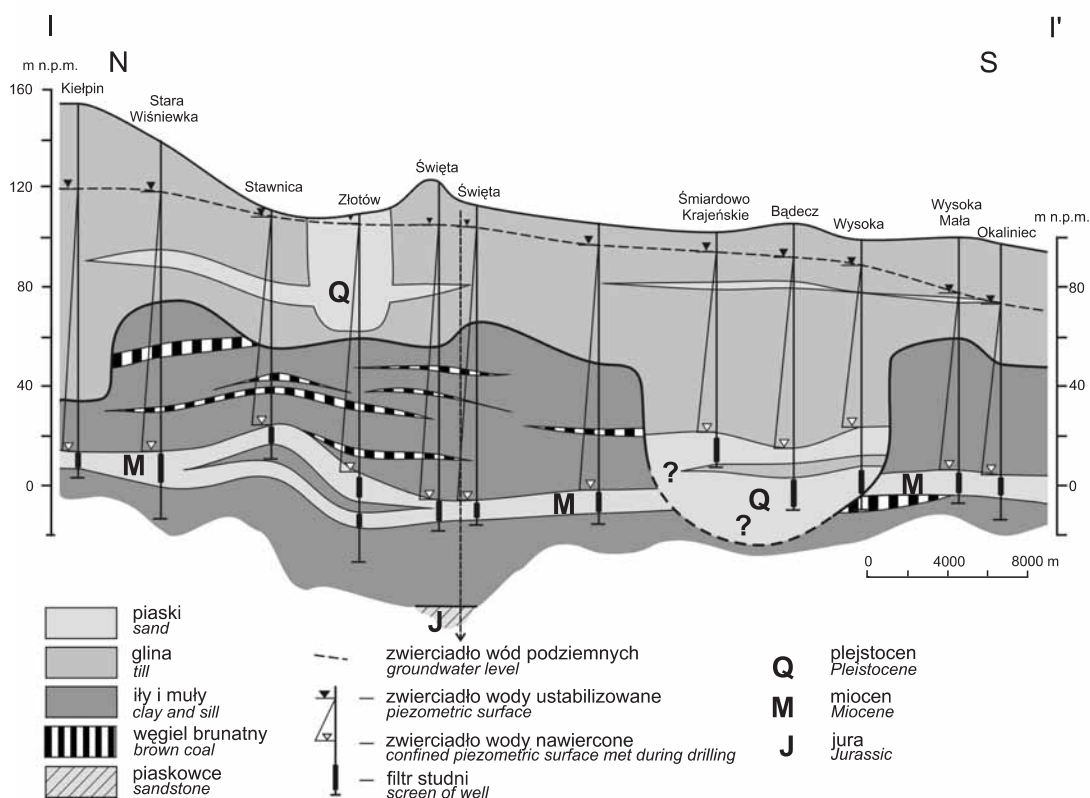


Fig. 2. Przekrój hydrogeologiczny I-I'

Hydrogeological cross-section I-I'

CHEMIZM WÓD PODZIEMNYCH

Skład chemiczny wód poziomów wodonośnych mioceńskich i głębokiego plejstocenijskiego na omawianym obszarze określono na podstawie wyników analiz chemicznych wykonanych podczas opracowywania MhP w latach 2000–2004 (Stryczyński, 2000; Kachnic, Kotowski, 2004a, b). W celu otrzymania istotnego statystycznie zbioru danych, bazę analiz chemicznych uzupełniono o wyniki badań dla wód podziemnych poziomu mioceńskiego z obszarów sąsiednich (Lubowiecki, 2000, 2002; Krawiec, 2004; Pomianowska, 2004). Uzyskano dane z 72 analiz, w tym 42 pełnych analiz z poziomu mioceńskiego i głębokiego plejstocenijskiego. Pomocniczo wykorzystano także dane z analiz chemicznych wykonanych dla wód płytszych poziomów plejstocenu (ponad 160, w tym 36 pełnych analiz).

Uwzględniając odmienne kryteria kształtowania się środowiska hydrogeochemicznego wód podziemnych (tj. litologię, chemizm i czas obiegu wód), wydzielono trzy strefy hydrogeochemiczne: poziom mioceński przed doliną kopalną (A), głęboki poziom plejstocenijski w obrębie doliny kopalnej (B) i poziom mioceński poza doliną kopalną (C). Lokalizację poszczególnych stref przedstawiono na figurze 1.

Analizę zróżnicowania środowiska hydrogeochemicznego i zakresu zmienności stężeń składników wód podziemnych prowadzono na podstawie wyników badań chemicznych wód pochodzących z poziomu mioceńskiego w strefie A (n = 47). Pominięto wyniki badań wód podziemnych ze stref B i C, gdyż włączenie ich do analizy zniekształciłoby naturalny i charakterystyczny, obserwowany także poza obszarem badań, obraz zmienności składu chemicznego wód poziomu mioceńskiego w strefie A. Dla oceny zróżnicowania środowiska hydrogeochemicznego zastosowano klasyfikację zmienności według Krasnego (1993). Analizowano zmienność środowiska pod kątem zawartości jonów Cl^- oraz SO_4^{2-} . Ustalono, że środowisko hydrogeochemiczne dla poziomu mioceńskiego w strefie A jest bardzo słabo zróżnicowane.

Zakres zmienności stężeń składników wód podziemnych dla wód poziomu mioceńskiego w strefie A określono na podstawie wykresu prawdopodobieństwa stężenia konkretnego składnika. Wyniki w formie graficznej przedstawiono na figurze 3.

W obrębie doliny kopalnej (strefa B), a także poza nią w strefie C, w wodach głębokiego poziomu plejstocenijskiego

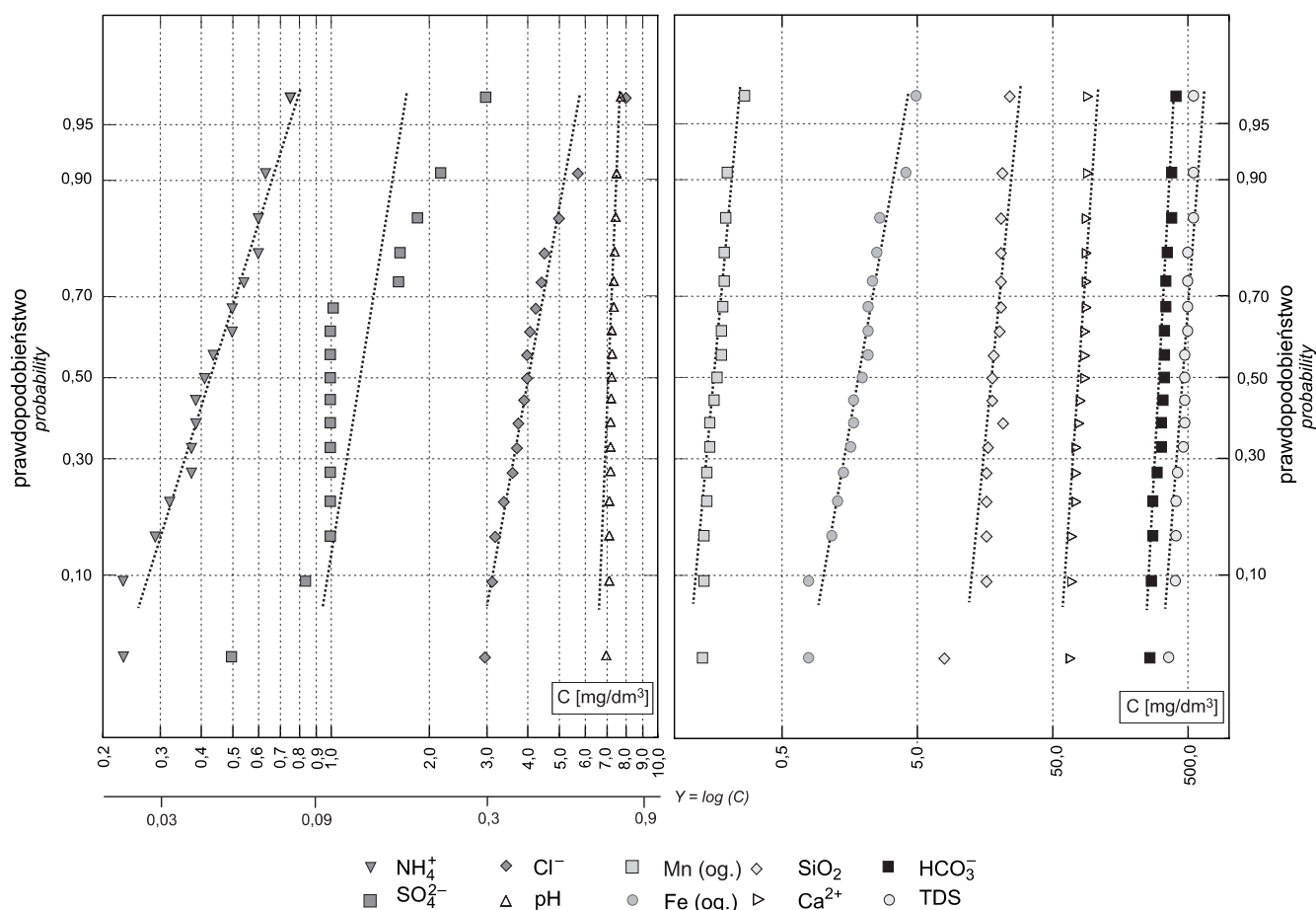


Fig. 3. Zmienność stężeń wybranych jonów i pH na wykresie prawdopodobieństwa w wodach poziomu miocenijskiego w strefie A

Variability of selected ion concentrations and pH parameters on the plot of probability curve in the Miocene groundwater (A zone)

i poziomu miocenijskiego stwierdzono występowanie podwyższonych stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} , w odniesieniu do zakresu ich zmienności przed doliną kopalną. Najwyższe stężenia jonów Cl^- i SO_4^{2-} oznaczono w próbkach pochodzących z miejscowości Bądecz, gdzie pomimo bardzo niewielkiej ilości danych jest obserwowany stały wzrost stężeń tych jonów od czasu budowy studni (fig. 4).

Podstawowe parametry statystyczne składu chemicznego wód podziemnych w poszczególnych strefach hydrogeochemicznych zestawiono w tabeli 1. Z uwagi na niewielką liczbę wyników analiz dla stref B i C, podane wartości należy traktować jako orientacyjne.

Wartości stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} są niewielkie w porównaniu do zawartości tych jonów stwierdzanych w poziomach miocenijskich lub głębokich poziomach plejstocenijskich na obszarach sąsiednich (Kaczor, 2005). Wartości te są jednak znaczące dla obszaru badań, który w strefie A charakteryzuje się bardzo niskimi stężeniami jonów Cl^- i SO_4^{2-} .

W celu określenia charakteru rozkładu przestrzennego (wyznaczonego na podstawie rozpoznania punktowego) stę-

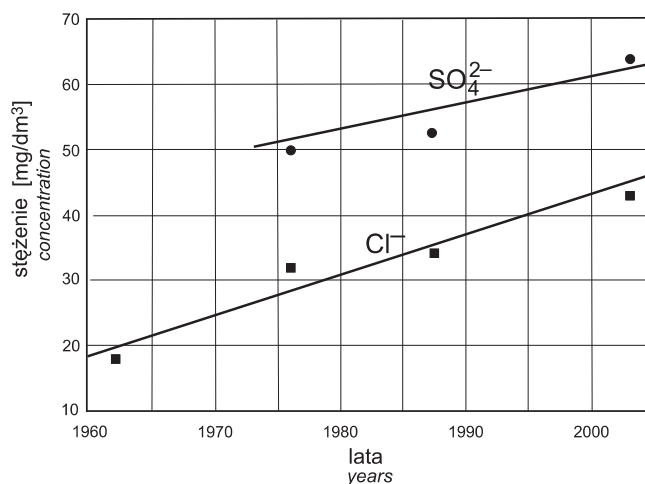


Fig. 4. Wzrost stężeń jonów chlorkowych i siarczanowych w trakcie eksploatacji studni w miejscowości Bądecz

Increase of concentration of chloride and sulphate ions during well exploitation in Bądecz

Tabela 1

**Charakterystyka statystyczna wybranych parametrów chemicznych wód podziemnych
głębokiego poziomu plejstoceneskiego i poziomu mioceneskiego w poszczególnych strefach hydrogeochemicznych**

Statistical characteristics of selected chemical parameters of the deep Pleistocene
and Miocene aquifers in selected hydrogeochemical zones

	Strefa A (n = 47)					Strefa B (n = 15)					Strefa C (n = 10)				
	średnia	mediana	odchylenie standardowe	max	min	średnia	mediana	odchylenie standardowe	max	min	średnia	mediana	odchylenie standardowe	max	min
pH	7,28	7,25	0,17	7,75	7,00	7,28	7,24	0,13	7,45	7,18	7,39	7,43	0,12	7,50	7,20
Mineralizacja	473,6	477,2	57,4	557,4	385,6	546,1	537,9	66,4	621,4	460,3	479,0	441,2	130,3	730,7	369,4
Twardość	257,7	267,6	29,0	295,7	207,9	313,7	315,6	31,4	357,5	263,0	273,5	267,1	66,8	381,8	207,3
Zasadowość	269,4	274,2	33,0	327,2	217,4	282,3	273,3	43,4	356,2	238,2	266,4	264,5	61,6	365,3	187,6
HCO ₃ ⁻	328,5	334,3	40,3	398,9	265,0	346,1	338,8	51,6	434,3	290,4	324,8	322,4	75,2	445,4	228,8
SO ₄ ²⁻	1,3	1,0	0,6	3,0	0,5	23,8	18,1	18,6	63,6	1,0	10,7	10,3	9,1	27,0	1,1
Cl ⁻	4,2	4,0	1,2	8,0	3,0	19,2	16,0	13,5	55,0	6,0	7,8	7,0	2,9	12,0	3,6
NO ₂ ⁻	0,029	0,010	0,079	0,316	0,005	0,010	0,010	0,004	0,016	0,003	0,017	0,003	0,024	0,049	0,001
NO ₃ ⁻	0,034	0,014	0,038	0,145	0,010	0,218	0,156	0,243	0,535	0,024	0,172	0,100	0,165	0,443	0,016
F ⁻	0,13	0,10	0,09	0,45	0,10	0,22	0,22	0,12	0,38	0,10	0,31	0,22	0,21	0,55	0,15
HPO ₄ ²⁻	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00	1,00	1,00	0,51	0,33	0,43	1,00	0,21
SiO ₂	18,05	17,90	3,63	23,80	8,00	18,75	18,85	2,26	21,00	16,30	27,47	23,50	11,00	39,90	19,00
NH ₄ ⁺	0,44	0,41	0,15	0,75	0,23	0,39	0,34	0,28	0,90	0,10	0,20	0,17	0,17	0,49	0,04
Ca ²⁺	81,6	86,1	8,3	92,0	68,4	101,4	103,1	12,9	118,1	86,5	87,7	85,5	25,4	133,1	60,1
Mg ²⁺	13,1	13,5	2,9	16,5	5,0	14,7	14,0	4,5	23,1	10,7	13,2	13,0	4,0	18,50	9,0
Na ⁺	7,7	7,9	2,1	10,4	3,8	13,5	10,8	8,6	25,9	6,7	10,4	10,4	5,8	14,50	6,3
K ⁺	2,3	2,0	0,7	4,0	1,0	3,5	3,0	1,00	5,0	3,0	2,7	2,7	1,0	3,4	2,0
Fe (og.)	2,11	2,00	1,08	4,90	0,79	2,79	2,81	0,98	3,89	1,68	1,90	1,69	0,73	3,29	1,3
Mn (og.)	0,17	0,17	0,03	0,27	0,13	0,16	0,15	0,06	0,26	0,1	0,21	0,23	0,07	0,31	0,10
Zn ²⁺	0,02	0,02	0,02	0,09	0,01	0,03	0,01	0,03	0,08	0,01	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01
Sr ²⁺	0,47	0,43	0,14	0,75	0,26	0,31	0,22	0,24	0,67	0,16	0,04	0,40	0,30	0,61	0,18
Ba ²⁺	0,08	0,08	0,02	0,12	0,05	0,06	0,05	0,04	0,12	0,03	0,07	0,07	0,02	0,08	0,05

Wartości mineralizacji i stężeń jonów podano w mg/dm³, wartość twardości i zasadowości w mg CaCO₃/dm³, zawartość jonów żelaza w przeliczeniu na żelazo ogólne; zawartość jonów manganu w przeliczeniu na mangan ogólny

TDS and concentrations of all ions in mg/dm³, hardness and alkalinity in mg CaCO₃/dm³; Fe and Mn ions calculated as total contents (for all species)

żeń wybranych jonów Cl^- i SO_4^{2-} w wodach podziemnych głębokiego poziomu plejstocenijskiego i poziomu mioceńskiego zastosowano metodę krigingu punktowego. Celem wyznaczenia funkcji wariogramu było określenie struktury zmienności przestrzennej (w planie) analizowanych jonów. Przygotowanie danych obejmowało uśrednienie stężeń jonów w przypadku studzien oddalonych od siebie nie dalej niż o 400 m. Analizie poddano zbiór 28 punktów opróbowań, co jest wartością zbliżoną do minimalnej liczby zalecanej w literaturze (Istok i in., 1993). Obliczenia modelu wariogramu realizowano za pomocą programu GEOEAS (Englund, Sparks, 1991).

Interpretacja otrzymanych funkcji wariogramu (fig. 5) nie wskazuje na istnienie korelacji stężeń jonów opróbowanych punktów w funkcji odległości pomiędzy punktami opróbowania.

Tym samym dla danych analizowanych w obszarze badań (jonów Cl^- i SO_4^{2-}) można założyć losowy model zmienności (Mucha, 1994). Mapy stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} wykonano w związku z tym bez zastosowania interpolacji metodą krigingu punktowego (fig. 6).

Analizie poddano także zmienność stężeń wybranych parametrów i składników wód podziemnych głębokiego poziomu plejstocenijskiego i poziomu mioceńskiego na drodze

przepływu strumienia wód podziemnych. Wykonano wykres zmienności, mineralizacji, twardości, zasadowości i stężeń wybranych jonów na drodze przepływu wód podziemnych (fig. 7), wykorzystując wyniki analiz próbek wody pochodzących ze studni przedstawionych na figurze 2. Przekrój hydrogeochemiczny zestawiono zgodnie z kierunkiem spływu wód podziemnych do strefy drenażu. W celu ograniczenia liczby możliwych błędów do sporządzenia wykresu zmienności stężeń wybrano wyniki analiz chemicznych wykonanych przez Centralne Laboratorium Chemiczne PIG głównie (80%) w okresie wrzesień–październik 2004. Odrzucono wyniki analiz, których bilans jonowy charakteryzował się błędem powyżej 5%. Na wykresie zachowano proporcje odległości pomiędzy studniami.

W celu identyfikacji głównych procesów formujących skład wód podziemnych analizowanego obszaru wykorzystano analizę czynnikową. Dla zbioru danych z wynikami analiz chemicznych zastosowano standaryzację. Zastosowano metodę analizy czynnikowej dla zbioru wyników analiz chemicznych z głębokiego poziomu plejstocenijskiego i poziomu mioceńskiego o liczebności $n = 42$. Interpretowano zestaw 10 zmiennych. W celu uzyskania czytelnego obrazu układu wartości czynnikowych uzyskane wyniki poddano znormalizowanej rotacji varimax. Wyniki analizy czynniko-

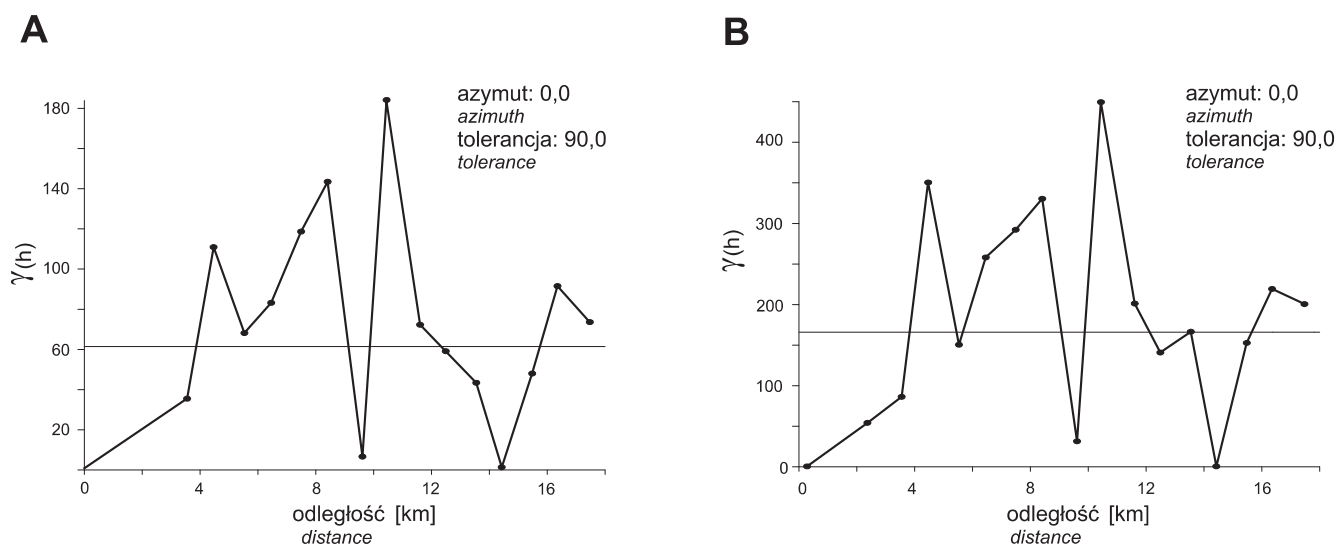
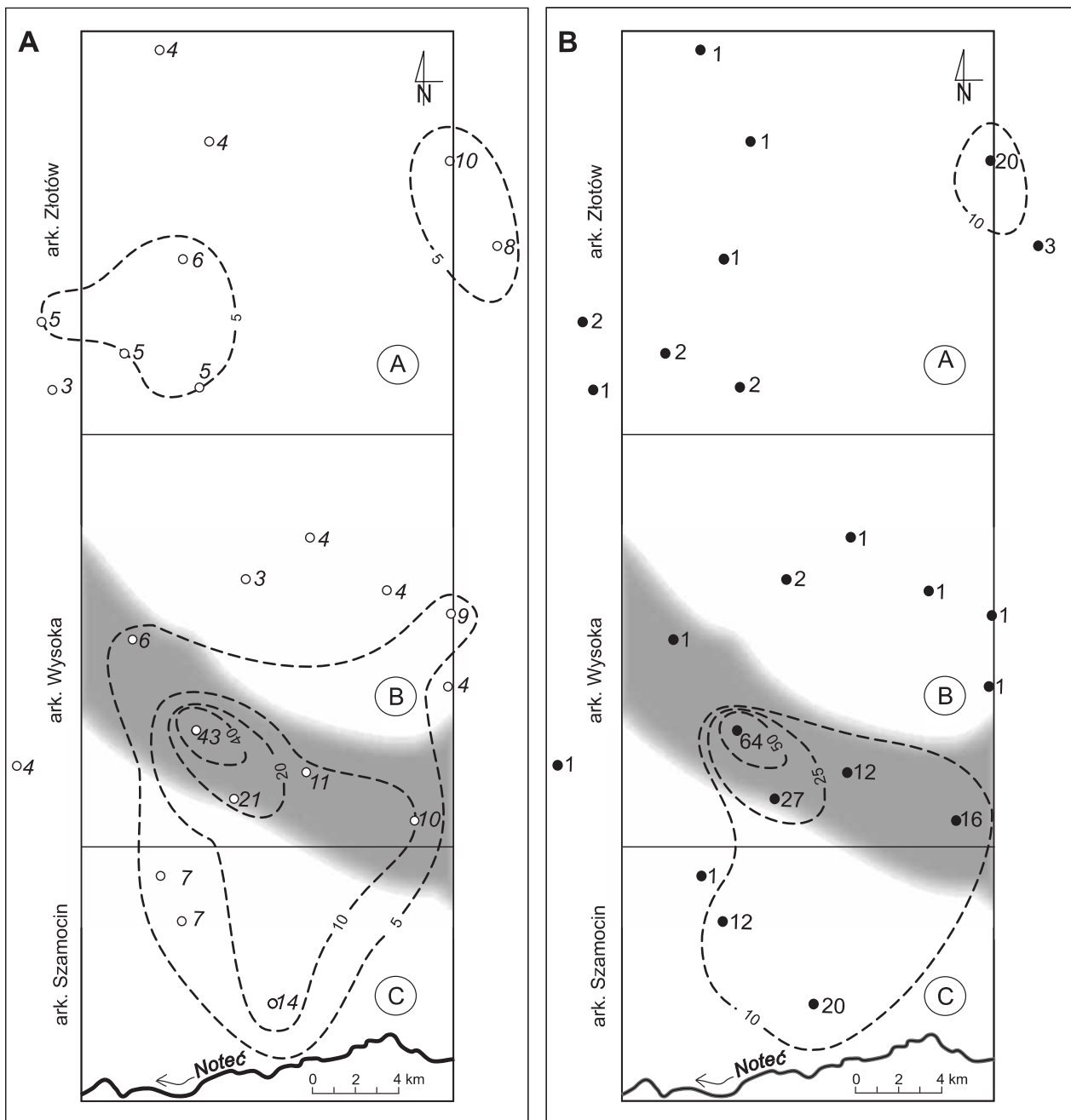


Fig. 5. Wykres funkcji wariogramu dla jonów chlorkowych (A) i siarczanowych (B)

The variogram's function of the chloride (A) and sulphate ions (B)








-  obszar występowania doliny kopalnej
range of appearance of the buried valley
-  izoliny stężeń jonów
isoline of ions concentration
-  strefy hydrogeochemiczne
hydrogeochemical zones
-  4 punkty opróbowania z oznaczonym w wodzie stężeniem jonów chlorkowych [mg/dm³]
points of groundwater sampling with observed value of chloride ions concentration
-  2 punkty opróbowania z oznaczonym w wodzie stężeniem jonów siarczanowych [mg/dm³]
points of groundwater sampling with observed value of sulphate ions concentration

Fig 6. Mapa stężeń jonów chlorkowych (A) i siarczanowych (B)

Map of the chloride (A) and sulphate ion (B) concentrations

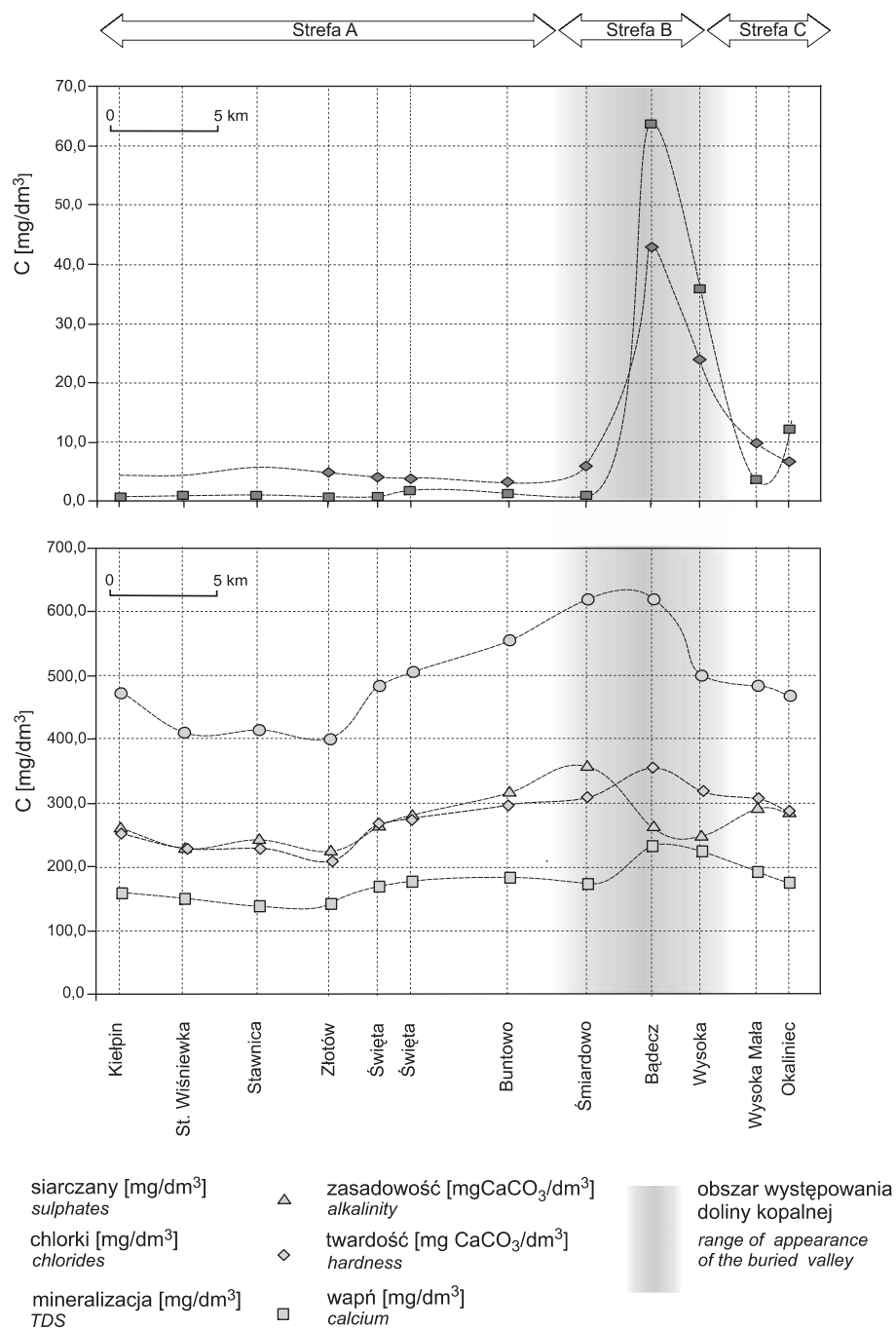


Fig. 7. Zmienność mineralizacji, twardości, zasadowości, stężenia chlorków i siarczanów na drodze przepływu w strumieniu wód z głębokiego poziomu plejstocenijskiego i poziomu miocenijskiego

Variability of TDS, hardness, alkalinity, chloride and sulphate ions concentration along the groundwater flow path in the deep Pleistocene and Miocene aquifers

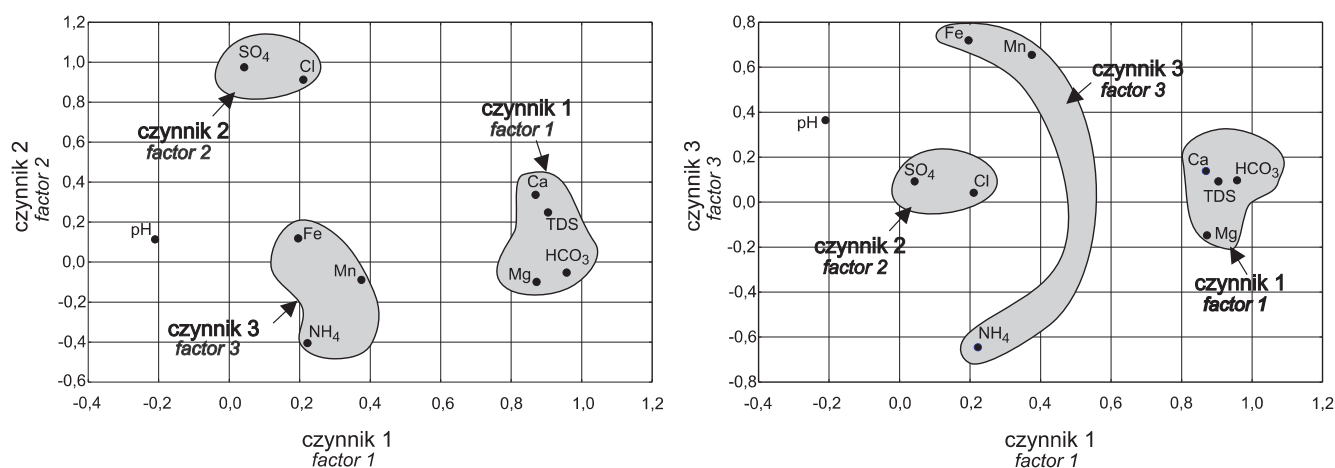


Fig. 8. Wykres ładunków czynnikowych określonych dla głębokiego poziomu plejstocenijskiego i poziomu miocenijskiego

Factor scores plot for the groundwater from the deep Pleistocene and the Miocene aquifers

wej w formie wykresu ładunków czynnikowych przedstawiono na figurze 8.

W wyniku obliczeń otrzymano zbiór trzech czynników: F1, F2, i F3, które charakteryzują w 73,1% zmienność wa-

riancji analizowanego zbioru danych (wartości własne wyodrębnionych składowych wynoszą odpowiednio $F1 = 38,4$; $F2 = 22,2$ i $F3 = 12,5$).

DYSKUSJA

Na obszarze badań można wyodrębnić dla wód głębokiego poziomu plejstocenijskiego i poziomu miocenijskiego strefę tranzytu oraz strefę drenażu, która znajduje się w rejonie obecnej doliny Noteci. Przedstawiony na figurze 7 wzrost stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} podczas przepływu w strumieniu wód podziemnych zaznacza się wyraźnie dla ujęć zlokalizowanych w obrębie i na południe od doliny kopalnej (głównie strefa B oraz pośrednio strefa C). W głębokim podłożu doliny kopalnej występuje uskok tektoniczny. Może to sprzyjać ascenzji wód słonych poprzez strefę dyslokacyjną i system spękań w obrębie skał mezozoicznych. Problem ascenzji wód o podwyższonej mineralizacji z głębszych poziomów jest często obserwowany w tej części Polski (Górski, 1989; Dragon, 2003; Kaczor, 2005). Zapewne na obszarze występowania doliny kopalnej w rejonie miejscowości Bądecz występuje miejsce (?miejsca) dopływu wód o wysokiej zawartości jonów Cl^- i SO_4^{2-} .

Obserwacja zmian twardości ogólnej w dobrze rozpoznanych wodonośnych poziomach miocenu w środkowej Wielkopolsce wskazuje, że podczas przepływu wód od stref zasilania do stref drenażu następuje obniżenie twardości, co jest związane głównie z procesami wymiany jonowej (Górski, 1989). Wymiana ta zachodzi w obrębie ilastej matrycy skalnej, głównie pomiędzy jonami Ca^{2+} i Na^+ . Na obszarze badań spadek twardości wody jest widoczny jedynie w po-

czątkowej i końcowej części wykresu zmienności (fig. 7). Widoczny w środkowej części wykresu wzrost parametru twardości wody na drodze przepływu wód podziemnych na obszarze doliny kopalnej może wskazywać na zwiększenie zasilania wód poziomu miocenijskiego przez wody płytszych poziomów plejstocenijskich. Wobec zbliżonej zawartości jonów Ca^{2+} i Mg^{2+} w poziomie miocenijskim i płytszych poziomach plejstocenijskich (Kotowski, 2005), trudno jednoznacznie stwierdzić, czy proces ten jest związany ze zwiększonym dopływem wód z płytszych poziomów plejstocenijskich, czy też wynika z ogólnego wzrostu mineralizacji, będącego rezultatem dłuższego czasu przebywania wody w ośrodku skalnym. Spadek twardości wody w końcowej części wykresu może być także, poza procesami wymiany jonowej, wynikiem skomplikowanych warunków hydrodynamicznych oraz procesów hydrogeochemicznych występujących w strefie drenażu doliny Noteci. Poziomy miocenijski i prawdopodobnie oligocenijski występują tam w pełnym kontakcie hydraulicznym z poziomem wodonośnym w osadach piaszczystych plejstocenu, wypełniających dolinę Noteci.

Widoczny wzrost, a następnie wyraźny spadek zasadowości, która określa rzeczywiste stężenie jonów HCO_3^- i CO_3^{2-} w wodach podziemnych wskazuje, że proces zmian zasadowości w obrębie doliny kopalnej może być związany ze zmianą warunków utleniająco-redukcyjnych i rozkładem

materii organicznej, będącej źródłem jonów HCO_3^- i CO_3^{2-} . Zmiana zawartości jonów HCO_3^- i CO_3^{2-} mogła spowodować lokalne zmiany stanu równowagi węglanowej i w rezultacie wylugowanie z matrycy skalnej (przejście do roztworu) dodatkowych jonów Ca^{2+} , których wzrost zawartości wyraźnie koreluje się ze spadkiem zasadowości w dalszej części strumienia wód podziemnych. Brak jest niestety pomiarów potencjałów oksydacyjno-redukcyjnych (Eh), które mogłyby potwierdzić występowanie tego procesu.

Wyodrębniony dla głębokiego poziomu plejstocenijskiego i poziomu mioceńskiego główny czynnik F1 odzwierciedla geogeniczne procesy formowania składu wód, związane głównie z przesiąkaniem wód z płytszych warstw wodonośnych. Wysoka mineralizacja i stężenia jonów HCO_3^- , Ca^{2+} i Mg^{2+} , zbliżone do wartości występujących w wodach płytszych poziomów plejstocenijskich, wskazują na długi czas kontaktu wody z ośrodkiem skalnym i intensywny proces infiltracji wód z płytszych poziomów plejstocenu. Bardzo niskie stężenia jonów SO_4^{2-} , wartości obliczonych wskaźników nasycenia określonych dla gipsu (-3,3) i anhydrytu (-3,1) oraz analiza wskaźników hydrogeochemicznych ($\text{Ca}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, SO_4^{2-}) wskazują, że głównym źródłem jonów Ca^{2+} dla wód tego poziomu są węglany i krzemiany (Kotowski, 2005) oraz że w nadkładzie izolującym ten poziom nie występują pliocenijskie iły pstry, często zawierające konkretacje gipsowe i anhydrytowe.

W drugim wyodrębnionym czynniku F2 najwyższe ładunki czynnikiowe mają stężenia jonów Cl^- i SO_4^{2-} . Interpretacja korelacji stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} , jako wynik migracji zanieczyszczeń pochodzenia antropogenicznego, jest nieuzasadniona z uwagi na brak lub bardzo niskie stężenia innych jonów wskazujących na zanieczyszczenia antropogeniczne (fosforanów, azotanów lub produktów ich redukcji). Również warunki hydrogeologiczne występujące w rejonach, gdzie stwierdzono podwyższone zawartości jonów Cl^- i SO_4^{2-} , nie sprzyjają migracji zanieczyszczeń antropogenicznych. Głównym procesem odpowiedzialnym za wzrost stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} w wodach głębokiego poziomu plejstocenijskiego i poziomu mioceńskiego jest dopływ wód z głębszych poziomów mezozoicznych w wyniku ascenzji. Jednakże z uwagi na warunki hydrogeologiczne (okna hydrogeologiczne), stwierdzone w innych rejonach doliny kopalnej, podrzędne znaczenie może mieć także zwiększone przesiąkanie wód płytszego poziomu plejstocenijskiego, o podwyższonych zawartościach jonów Cl^- i SO_4^{2-} . Wpływ zwiększonego przesiąkania wód z płytszych poziomów plej-

stocenijskich na formowanie składu chemicznego głębokiego poziomu plejstocenijskiego w obrębie doliny kopalnej jest trudny do precyzyjnego określenia. Analiza typowych wskaźników zasilania wód w osadach neogenu z poziomów plejstocenu na obszarze środkowej Wielkopolski, takich jak twardość czy zawartość jonów manganu (Górski, 1989; Dragon, Górski, 2003), jest tutaj znacznie utrudniona, z uwagi na bardzo podobne w wodach obu pięter wodonośnych wartości twardości i stężenia jonu Ca^{2+} (silnie skorelowanego z jonami manganu).

Dla jonów Cl^- zaznaczają się w wyodrębnionym czynniku dwa procesy kształtujące ich zawartość w wodach poziomów mioceńskiego i głębokiego plejstocenijskiego: ascenzja wód z podłoża mezozoicznego i, podrzędnie, możliwy dopływ wód z płytszych poziomów plejstocenijskich wzbogaconych w jony Cl^- w wyniku zanieczyszczeń antropogenicznych. Zawartość jonów SO_4^{2-} jest uzależniona od dużej ilości zmiennych geosrodowiskowych, które nie były oznaczane w trakcie opróbowania chemicznego i dlatego nie można tu wyróżnić jednoznacznie dominujących procesów kształtujących stężenia tych jonów. W wyniku analizy rozkładu wartości czynnikiowych względem lokalizacji punktów opróbowania stwierdzono wysoką, zbliżoną do wartości obserwowanych w Bądęczu, wartość czynnikiową dla miejscowości Młokowo. Pozwala to na przypuszczenie, że pomimo niewysokich stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} w Młotkowie może nasilać się ascenzja wód z głębszych poziomów. Wpływ czynnika F2 na kształtowanie chemizmu wód poziomów mioceńskiego i głębokiego plejstocenijskiego ogranicza się do obszaru występowania doliny kopalnej i strefy drenażu w obecnej dolinie Noteci (strefy B i C).

Czynnik F3 wskazuje na korelację jonów żelaza, manganu oraz amonowych i charakteryzuje wpływ potencjału oksydacyjno-redukcyjnego na kształtowanie migracji jonów żelaza i manganu. Wysokie dodatnie ładunki czynnikiowe mają stężenia jonów żelaza i manganu, co przy wysokiej ujemnej wartości ładunku czynnikiowego dla jonów amonowych odzwierciedla zmianę warunków utleniająco-redukcyjnych środowiska hydrogeochemicznego. Stosunkowo wysoką wartość ładunku czynnikiowego (w porównaniu do innych składowych) ma też pH, od którego silnie zależy stabilność związków kompleksowych zawierających jony żelaza (Ratajczak, Witczak, 1983). Wpływ czynnika F3 na formowanie składu chemicznego wód podziemnych wyraźnie zaznacza się jedynie lokalnie.

PODSUMOWANIE

Występująca na obszarze badań odrębność formowania składu chemicznego wód podziemnych w strefie B oraz pośrednio w strefie C dotyczy głównie jonów Cl^- i SO_4^{2-} oraz w mniejszym stopniu twardości i zasadowości. Analiza warunków hydrogeologicznych i hydrogeochemicznych oraz odniesienie do stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} obserwowanych

w obszarach intensywnej antropopresji wskazują, że głównym dodatkowym źródłem tych jonów nie są zanieczyszczenia antropogeniczne. Wyróżnione procesy formowania składu chemicznego wód głębokiego poziomu plejstocenijskiego i poziomu mioceńskiego mają charakter geogeniczny i są uwarunkowane obecnym systemem krążenia wód.

Wzrost stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} jest związany głównie z ascencją wód z głębszych poziomów wodonośnych oraz podrzędnie z możliwym wzrostem natężenia procesów mieszania się wód głębokiego poziomu plejstoceniowego i płytszych poziomów plejstoceniowych. Wobec braku badań izotopowych tlenu i wodoru wód głębszych poziomów trudno jest odróżnić wpływ zwiększonego przesiąkania na formowanie składu chemicznego wód w obrębie doliny kopalnej od śladów ascencji wód poziomów mezozoicznych. Źródło podwyższonych stężeń jonów Cl^- i SO_4^{2-} określono jako geogeniczne. Nie jest jednak wykluczony pośredni wpływ antropogeniczny, związany z intensywną eksploatacją wód podziemnych, która mogła wpłynąć na zwiększenie natężenia ascencji. Najwyższe stężenia jonów Cl^- i SO_4^{2-} stwierdzono w próbkach pochodzących z miejscowości Bądecz, gdzie jest obserwowany stały wzrost stężeń tych jonów od czasu budo-

wy studni. Brak ciągłych obserwacji uniemożliwia jednak określenie korelacji wzrostu stężeń tych jonów z wielkością eksploatacji ujęcia. W chwili obecnej pobór wód podziemnych na obszarze badań ma charakter rozproszony, co zmniejsza ryzyko wystąpienia ascencji o dużym natężeniu. Progresa ascencji wód wysokomineralizowanych z poziomów mezozoicznych może powodować zubożenie zasobów wód podziemnych oraz pociąga za sobą konieczność lepszej ochrony głębokich poziomów wodonośnych. Tym ważniejsza staje się ocena stanu tych wód oraz prognoza kierunków zmian ich jakości. Dlatego też celowe wydaje się wykonanie dodatkowych badań modelowych migracji jonów Cl^- i SO_4^{2-} w warunkach zwiększonego, skoncentrowanego poboru wód podziemnych oraz monitoring składu chemicznego wód poziomów głębokiego plejstoceniowego i mioceńskiego w wybranych miejscowościach.

LITERATURA

- DĄBROWSKI S., HERCKA A., RYNARZEWSKI W., PAŹDZIORNA L., OLEJNIK Z., PAWLAK A., 1998 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych z utworów oligoceniowych i liasowych ujęcia komunalnego m. Piły wraz z projektem ustalenia jego stref ochronnych. „HYDROCONSULT”. Arch. Delegat. Urz. Wojew. Poznań. Oddz., Piła.
- DRAGON K., GÓRSKI J., 2003 — Wpływ ascencji wód piętra trzeciorzędowego na chemizm wielkopolskiej doliny kopalnej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 11: 119–124.
- DZIERŻEK J., 1997 — Geology of sub-Quaternary basement and stratigraphy of Quaternary sediments in the Middle Noteć River valley, western Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **67**, 1: 57–80.
- ENGLUND E., SPARKS A., 1991 — GEO-EAS 1.2.1. Geostatistical environmental assessment software. User's guide. US. EPA. Las Vegas, Nevada.
- GÓRSKI J., 1989 — Główne problemy chemizmu wód podziemnych utworów kenozoiku środkowej Wielkopolski. *Zesz. Nauk. AGH*, **45**.
- ISTOK J.D., SMYTH J.D., FLINT A.L., 1993 — Multivariate geostatistical analysis of ground water contamination: a case history. *Ground Water*, **31**, 1: 63–74.
- KACHNIC J., KOTOWSKI T., 2004a — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Wysoka. Państw. Inst. Geol., Warszawa. <http://psh.gov.pl>.
- KACHNIC M., KOTOWSKI T., 2004b — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Złotów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KACZOR D., 2005 — Zasolenie wód podziemnych kenozoiku Polski północno-zachodniej w wyniku ascencji solanek z mezozoiku. *Prz. Geol.*, **53**, 6: 489–498.
- KOTOWSKI T., 2005 — Chemizm wód podziemnych w północnej części GZWP 127. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 12: 335–361.
- KRASNY J., 1993 — Classification of transmissivity magnitude and variation. *Ground Water*, **31**, 2: 230–236.
- KRAWIEC A., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Jastrowie. Państw. Inst. Geol., Warszawa. <http://psh.gov.pl>.
- LUBOWIECKI W., 2000 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Więcbork. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- LUBOWIECKI W., 2002 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Łobżenica. Państw. Inst. Geol., Warszawa. <http://psh.gov.pl>.
- MUCHA J., 1994 — Metody geostatystyczne w dokumentowaniu złóż. Wyd. AGH, Kraków.
- PIWOCKI M., 1972 — Dokumentacja prac geologicznych dla zbadania węglonośności trzeciorzędu i budowy geologicznej rejonu „Wysoka”. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POMIANOWSKA H., 2004 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Krajenka. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RATAJCZAK T., WITCZAK S., 1983 — Mineralogia i hydrochemia żelaza w kolmatacji filtrów studziennych ujmujących wody czwartorzędowe. *Zesz. Nauk. AGH*, **880**, *Geologia*, 29.
- STRYCYŃSKI A., 2000 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Szamocin. Państw. Inst. Geol., Warszawa. <http://psh.gov.pl>.
- ZNOSKO J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

SUMMARY

In northern Wielkopolska (vicinity of Wysoka and Złotów Krajeńskie Lake District), a homogeneous Miocene aquifer formation was found. It occupies quite a large area. This aquifer is intersected by a buried valley located near Wysoka (Fig. 1). Variability analysis of chemical composition of the groundwaters from the Miocene and deep Pleistocene aquifers during the groundwater flow through the buried valley makes it possible to describe the formation of the chemical composition of groundwaters within the valley. The Miocene aquifer occurs throughout the whole study area except in the buried valley (Fig. 1). In this area the Miocene deposits were partially or entirely removed. There is a direct hydraulic connection between the deep Pleistocene and Miocene aquifers in the buried valley (Fig. 2). The deep Pleistocene aquifer was found on elevations very similar to the Miocene aquifer elevations. The deep Pleistocene aquifer occurs within the buried valley only (Fig. 1). Despite distinct lithology and origin of the aquifer deposits, the deep Pleistocene and Miocene aquifers were considered altogether, as a common element of the groundwater flow system. Taking into account dissimilar formation conditions of the hydrogeochemical environment, 3 zones were distinguished: the Miocene aquifer located before the buried valley (A zone), the deep Pleistocene aquifer within the limits of the buried valley (B zone), and the Miocene aquifer beyond the buried valley (C zone). The locations of the individual zones are presented in Figure 1. A geostatistical method (point kriging method) was applied to estimate spatial distribution of selected ions (Cl^- and SO_4^{2-}) concentrations found in the groundwater of the Miocene and deep Pleistocene aquifers. The nugget effect model of changeability was applied for the analysed data (both Cl^- and SO_4^{2-} ions) in the study area (Fig. 4). The areas of the buried valley (B zone) and beyond it (C zone) contain higher concentrations of chloride and sulphate ions in groundwaters of the deep Pleistocene and Miocene aquifers than the changeability range of these ions observed before the buried valley area (A zone). The maps of Cl^- and SO_4^{2-} ions concentrations were made without interpolation using the point kriging method (Fig. 6). Within the buried valley there is a tectonic fault found directly over the salt anticline. This favours the ascent of salted waters from the Mesozoic rocks. Complex geostatistical methods were applied in order to identify the formation processes of water chemical composition. A set of three factors forming the chemical composition of groundwaters was distinguished as a result of the factor

analysis (Fig. 8). Separated for the Miocene and deep Pleistocene aquifers, the major factor F1 reflects the natural formation processes of the chemical composition of groundwaters (Fig. 8). These processes are associated with the percolation of groundwaters from the shallow Pleistocene aquifers. The ascent of groundwaters from the deep Mesozoic aquifers is the major process responsible for the increase in Cl^- and SO_4^{2-} ions concentration in the Miocene and deep Pleistocene aquifers within the B and C zones. Due to hydrogeological conditions observed within the buried valley the increased percolation of groundwaters containing elevated concentrations of Cl^- and SO_4^{2-} ions which come from the shallow Pleistocene aquifer may be of little importance. The factor F3 indicates the correlation between the concentrations of iron, manganese and ammonium ions and characterizes the redox potential influence on the migration of iron and manganese ions. The results of the investigations and analyses made it possible to identify and estimate the influence of the buried valley upon the formation of the chemical composition of groundwaters within the Miocene and deep Pleistocene aquifers.

The perceivable increase and subsequent fall of alkalinity, which in fact characterises the real concentrations of HCO_3^- and CO_3^{2-} ions in groundwaters shows that the process of alkalinity changes within the buried valley may be related to the changes of the redox potential and decomposition of the organic matter (Fig. 5). Decomposition of organic matter may result in additional supply of HCO_3^- and CO_3^{2-} ions. The changes in water alkalinity are directly related to changes in total hardness and calcium ions concentration in the deep Pleistocene aquifer (Fig. 7). The analysis of the hydrogeological conditions and their relation to the concentration of Cl^- and SO_4^{2-} ions observed in regions of intense anthropopressure indicates that anthropogenic pollutants do not make up any major source of additional loads of chloride and sulphate ions. The variable formation processes of chemical composition of the Miocene and deep Pleistocene aquifers are of natural geological character and are controlled by the current groundwater flow system. The increase in chloride and sulphate ions concentration is related mainly to the ascent of groundwaters from the deep Mesozoic aquifers and to a lesser degree with the increase of mixed groundwaters from the deep and shallow Pleistocene aquifers within the buried valley. The occurrence of the ascent within the buried valley is evidently associated with hydrogeological condition in this area.

