

**ZESZYTY
NAUKOWE
POLITECHNIKI
ŚLĄSKIEJ**

P. 3351/07

Krzysztof LABUS

**IDENTYFIKACJA PROCESÓW FORMUJĄCYCH CHEMIZM
WÓD PODZIEMNYCH W WARUNKACH DRENAŻU GÓRNICZEGO
W POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI
GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO**



GLIWICE 2007

POLITECHNIKA ŚLĄSKA

ZESZYTY NAUKOWE

Nr 1769

P. 3351/07



Krzysztof LABUS

**IDENTYFIKACJA PROCESÓW FORMUJĄCYCH CHEMIZM
WÓD PODZIEMNYCH W WARUNKACH DRENAŻU GÓRNICZEGO
W POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI
GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO**

Opiniodawcy

Dr hab. inż. Wojciech CIEŻKOWSKI, prof. Politechniki Wrocławskiej
Prof. dr hab. inż. Andrzej SZCZEPAŃSKI

Kolegium redakcyjne

REDAKTOR NACZELNY – Prof. dr hab. inż. Andrzej BUCHACZ
REDAKTOR DZIAŁU – Dr hab. inż. Piotr STRZAŁKOWSKI
Prof. nzw. w Politechnice Śląskiej
SEKRETARZ REDAKCJI – Mgr Elżbieta LEŚKO

Wydano za zgodą
Rektora Politechniki Śląskiej

PL ISSN 0372-9508

© Copyright by
Wydawnictwo Politechniki Śląskiej
Gliwice 2007

Utwór w całości ani we fragmentach nie może być powielany ani rozpowszechniany za pomocą urządzeń elektronicznych, mechanicznych, kopiujących, nagrywających i innych, w tym również nie może być umieszczany ani rozpowszechniany w postaci cyfrowej zarówno w Internecie, jak i w sieciach lokalnych bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

SPIS TREŚCI

1. WPROWADZENIE.....	7
2. TEZA, CELE I ZAKRES PRACY	10
3. BUDOWA GEOLOGICZNA	14
3.1. Litostratygrafia.....	14
3.2. Tektonika utworów karbonu.....	23
4. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE.....	25
4.1. Piętro wodonośne czwartorzędu	27
4.2. Piętro wodonośne trzeciorzędu.....	27
4.3. Piętro wodonośne karbonu.....	31
4.4. Paleohydrogeologia i skład izotopowy wód podziemnych.....	33
5. METODYKA PRAC	37
5.1. Pobór i przygotowanie próbek wód, oznaczenia terenowe i laboratoryjne	37
5.2. Obliczenia statystyczne.....	41
5.3. Analiza danych złożonych	44
5.4. Zastosowanie wskaźników hydrochemicznych.....	49
5.5. Modelowanie hydrochemiczne	50
6. ZRÓŻNICOWANIE CHEMIZMU WÓD KOPALNIANYCH W WARUNKACH DRENAŻU GÓRNICZEGO	54
6.1. Strefowość i chemizm wód kopalnianych	54
6.2. Skład izotopowy wód pobranych w wyrobiskach i otworach eksploatacyjnych.....	58
6.3. Zmienność bazy drenażu górniczego.....	67
6.4. Przykłady relacji zmian drenażu i chemizmu wód kopalnianych.....	78
7. FORMOWANIE CHEMIZMU WÓD W OBSZARACH OBJĘTYCH EKSPLOATACJĄ GÓRNICZĄ.....	97
7. 1. Wody kopalniane w utworach karbonu	97
7.1.1. Wody kopalniane KWK "Rydułtowy".....	98
7.1.2. Wody kopalniane KWK "Chwałowice"	113
7.1.3. Wody kopalniane KWK "Borynia".....	130
7. 2. Wody podziemne w grubodetrytycznych utworach dolnego badenu w czeskiej części GZW	140
7.2.1. Charakterystyka stref hydrochemicznych.....	140
7.2.2. Przestrzenne zróżnicowanie chemizmu wód	147
7.2.3. Identyfikacja potencjalnych źródeł mineralizacji wód	159
7.2.4. Modele formowania chemizmu wód w utworach dolnego badenu	165

8. CHEMIZM WÓD KOPALNIANYCH W ŚWIELE ANALIZY DANYCH ZŁOŻONYCH	171
9. PODSUMOWANIE I WNIOSKI	203
LITERATURA	210
ZAŁĄCZNIKI	221
STRESZCZENIE	236

CONTENTS

1. INTRODUCTION	7
2. THESIS, AIM AND SCOPE OF THE WORK	10
3. GEOLOGICAL BACKGROUND	14
3.1. Lithostratigraphy	14
3.3. Tectonics of Carboniferous formation	23
4. GROUNDWATER REGIME	25
4.1. Quaternary multiaquifer formation	27
4.2. Tertiary multiaquifer formation	27
4.3. Carboniferous multiaquifer formation	31
4.4. Paleohydrology and isotopic composition of groundwaters	33
5. RESEARCH METHODS	37
Sampling and analyses	37
5.2. Statistical calculations	41
5.3. Compositional data analysis	44
5.4. Application of ion ratios	49
5.5. Hydrochemical modeling	50
6. VARIABILITY OF MINE WATERS' CHEMICAL COMPOSITION UNDER MINING DRAINAGE CONDITIONS	54
6.1. Zoning and chemical composition of mine waters	54
6.2. Isotopic composition of waters from mine workings and exploitation wells	58
6.3. Changes in mining drainage level	67
6.4. Examples of relationships between mining drainage and mine waters' chemistry	78
7. FORMING THE GROUNDWATERS' COMPOSITION WITHIN THE AREAS OF MINING ACTIVITY	97
7.1. Mine waters in the Carboniferous formation	97
7.1.1. Mine waters of the "Rydułtowy" coal mine	98
7.1.2. Mine waters of the "Chwałowice" coal mine	113
7.1.3. Mine waters of the "Borynia" coal mine	130
7.2. Groundwaters in the coarse-grained sediments of lower Badenian in the Czech part of the Upper Silesian Coal Basin	140
7.2.1. Characteristics of the hydrochemical zones	140
7.2.2. Spatial variability of groundwaters' chemical composition	147
7.2.3. Identification of possible sources of waters' mineralization	159
7.2.4. Models of groundwater composition forming in sediments of lower Badenian	165

8. COMPOSITIONAL DATA ANALYSIS OF MINE WATERS	171
9. SUMMARY AND CONCLUSIONS	203
REFERENCES	210
ANNEXE.....	221
ABSTRACT.....	242

1. WPROWADZENIE

Niniejsza praca dotyczy tej sfery badawczej hydrogeochemii, której przedmiotem są wody podziemne, występujące w systemie masywu skalnego objętego eksploatacją górnictwem, oraz naturalne i wymuszone aktywnością górnictwem procesy formowania ich chemizmu oraz wpływ, jaki wywierają na środowisko. Działalność górnictwa jest zasadniczym czynnikiem zmian środowiska hydrogeochemicznego utworów wodonośnych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym (Różkowski, 2000; Rogoż, Posyłek, 2000). Uzyskany obraz odbiega od tego, jaki można byłoby otrzymać w przypadku interpretacji jedynie wyników badań naturalnych wód podziemnych, których chemizm kształtuje się w basenach sedimentacyjnych, zgodnie z regułami strefowości hydrogeochemicznej, w tym także strefowości mineralizacji wód. W efekcie postępujących zmian wody kopalniane, definiowane jako wody wypompowywane z kopalń (Dowgiałło et al., red., 2002), można traktować jako fluidy, pochodzące z różnych źródeł, znajdujące się w warunkach oddziaływania na środowisko hydrogeochemiczne, zróżnicowanych co do intensywności, czynników naturalnych lub związanych z eksploatacją górnictwem. Warunki te wpływają na silną niejednorodność systemu wód podziemnych, nawet w obrębie poszczególnych poziomów, w zasięgu tych samych kopalń. Górnictwo intensywnie wpływa na chemizm wód przez:

- uaktywnienie stref wymiany wód – propagację tej strefy do znacznych głębokości (ukazano to w pracy);
- zakłócenie naturalnych warunków hydrochemicznych w wyniku odwadniania złóż, np. przez zmianę warunków redukcyjnych na utleniające (np. w strefach starych zrobów) i wywoływanie zjawiska AMD (Acid Mine Drainage) – zakwaszenie wód i wzbogacenie w jony SO_4^{2-} ;
- wprowadzanie obcych substancji, np. przez podsadzanie wyrobisk lub uszczelnianie starych zrobów odpadami energetycznymi;
- doprowadzenie do mieszania wód podziemnych o zróżnicowanym składzie, pochodzących z różnych stref górotworu, np. połączonych hydraulicznie poziomów wodonośnych (prowokowanie kontaktów hydraulicznych);
- zmiany warunków hydrochemicznych i hydrodynamicznych w wyniku likwidacji kopalń;
- przerzuty solanek do wyrobisk zlikwidowanych zakładów górniczych,
- tworzenie na powierzchni ognisk zanieczyszczeń poprzez formowanie zwałowisk skały pływającej.

Rezultaty badań hydrogeochemii znajdują w praktyce kopalnianej zastosowanie przy rozwiązywaniu wynikających stąd następujących zagadnień:

- prognozowania zmian reżimu hydrogeochemicznego pod wpływem eksploatacji surowców;
- wskazywania wód kopalnianych nadających się do wykorzystania w balneologii lub posiadających znaczenie surowcowe, co następnie pozwala na dobór optymalnych metod

selektywnego otrzymywania produktów końcowych - chlorku sodu, karnalitu, związków jodu, bromu, litu, nawozów wieloskładnikowych, skoncentrowanych solanek etc.;

- planowania w obrębie obszarów górniczych ujęć zwykłych wód podziemnych, przeznaczonych do konsumpcji;
- określania chemizmu wód kopalnianych, za których zrzut do wód powierzchniowych zakłady górnicze zobowiązane są do wnoszenia opłat;
- prognozowania chemizmu wód oraz zmian w górotworze, w efekcie zmian poziomu drenażu lub zaprzestania odwadniania kopalń.

Jednym ze współcześnie formułowanych celów hydrogeochemii jest także precyzowanie potencjalnej skuteczności i konsekwencji sekwestracji CO₂, postrzeganej jako zagadnienie o dużym znaczeniu gospodarczym oraz ekologicznym. W tym kontekście także poziomy solankowe utworów karbonu południowej części GZW należy traktować jako obiekty interesujące z punktu widzenia sekwestracji CO₂, pochodzącego z emisji przemysłowych Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego oraz Rejonu Ostrawsko-Karwińskiego. Istotna jest ocena możliwości przechwytywania gazu migrującego do poziomów solankowych południowej części GZW w razie niekompletnej sorpcji CO₂ zatłaczanego do pokładów węgla oraz oszacowanie przydatności tych poziomów do bezpośredniej sekwestracji CO₂.

Rozpoznanie środowiska hydrogeochemicznego wód kopalnianych ściśle wpisane jest w ideę nowoczesnego górnictwa opartego na filarach, jakimi są (Proberz, 2001):

- rozpoznawanie złóż,
- nowoczesne struktury i efektywne pozyskiwanie surowców,
- energooszczędne i niezawodne maszyny górnicze,
- bezpieczeństwo oraz ochrona środowiska.

Rozpoznanie środowiska hydrogeochemicznego wód kopalnianych, rozumiane jakościowo, jest *de facto* elementem rozpoznawania złóż. Wiedza na temat charakterystyk fizykochemicznych wód kopalnianych wspomaga, zawierające się w zagadnieniach bezpieczeństwa, przewidywanie zagrożeń wodnych. Ułatwia ona także realizację jednego z najbardziej istotnych zadań ochrony środowiska w górnictwie – ochronę wód powierzchniowych przed zanieczyszczeniem.

Badania, których wynikiem jest niniejsze opracowanie, prowadzono między innymi w ramach następujących tematów badawczych:

- a) projekt badawczy KBN 8 T12B 033 21: „Wpływ zmian drenażu górniczego na chemizm potencjalnie leczniczych wód mineralnych w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego” – kierownik projektu: K. Labus; realizacja w latach 2001- 2003;
- b) projekt badawczy KBN 4 T12B 051 28: „Estymacja udziału wód składowych w mieszaninie wód kopalnianych o znanym chemizmie, uwzględniająca możliwość istnienia składowej o nieznanym chemizmie” – kierownik projektu: Ś. Krzeszowski; główny wykonawca: K. Labus; realizacja w latach 2005 – 2006;
- c) Grant of Czech Mining Office (CBU Praha): No 31/2003: „Eliminace nebezpečí průvalu vod z detritu a zvýšených přítoků důlních vod do činných dolů – etap VII“;

kierownik projektu: Jiří Dvorský; główni wykonawcy: A. Grmela, K. Labus, N. Rapantova; realizacja w latach 2004- 2005;

d) “Mineral waters of potential medicinal use in the borderland of Poland and Czech Republic within the Upper Silesian Coal Basin”, realizowanego przez autora w latach 2002 – 2003, w ramach Stypendium Naukowego NATO (IV Konkurs), a także badań własnych i statutowych, prowadzonych w Instytucie Geologii Stosowanej Wydziału Górnictwa i Geologii Politechniki Śląskiej. Wyniki niektórych z wymienionych tematów zostały przez autora częściowo opublikowane.

2. TEZA, CELE I ZAKRES PRACY

Oznaczenia terenowe, analizy chemiczne i izotopowe oraz rozpoznanie warunków hydrogeologicznych pozwalają, przy użyciu odpowiednich procedur interpretacyjnych, na identyfikację procesów formowania składu oraz określenie pochodzenia wód kopalnianych. Ponadto, na podstawie znajomości chemizmu wód składowych jest możliwe oszacowanie ich udziału w mieszaninach, jakimi są wody kopalniane. Zagadnienia te nie zostały dotychczas kompleksowo opracowane dla południowo-zachodniego fragmentu GZW, obejmującego także część czeską, mimo znacznego podobieństwa i dużej współzależności problematyki górniczej i hydrogeologicznej. Przedstawiona praca stanowi próbę wypełnienia tej luki, przy zastosowaniu ujednoczonych metod interpretacji.

Badania stanowiące podstawę niniejszej pracy prowadzono w zasięgu południowo-zachodniej części GZW (rys. 3.1 i rys. 5.1), zasadniczo obejmującej po stronie polskiej obszary górnicze KWK „Anna”, KWK „Borynia”, KWK „Chwałowice”, KWK „Jankowice”, KWK „Jas-Mos”, KWK „Krupiński”, KWK „Marcel”, KWK „Pniówek”, KWK „Rydułtowy” i KWK „Zofiówka”. Po stronie czeskiej teren badań obejmuje w pełni obszary górnicze kopalń Rejonu Ostrawsko - Karwińskiego, sięgając do południowej krawędzi występowania grubodetrytycznych utworów dolnego badenu.

Głównym celem niniejszej pracy jest identyfikacja procesów formowania składu oraz charakterystyka wód kopalnianych w obszarach górniczych południowo-zachodniej, polskiej i czeskiej części GZW, w tym: określenie pochodzenia oraz procesów mieszania się wód w strefach objętych odwadnianiem wyrobisk górniczych lub eksploatacją wód podziemnych do celów leczniczych.

Jednym z największych wyzwań podjętych w tej pracy była próba adaptacji i wykorzystania w interpretacji hydrochemicznej metod analizy danych złożonych (CDA – compositional data analysis), będących osiągnięciem ostatniego dwudziestolecia w statystyce matematycznej. Metody te, bliżej opisane w dalszej części pracy, pozwalają uzyskać wgląd w naturę relacji pomiędzy zmiennymi oraz określać trendy tych relacji. Koncepcja CDA, mimo swej wysokiej skuteczności, dopiero w ostatnich kilku latach zyskuje sobie miejsce w innych dziedzinach nauki. W Polsce nie jest ona rozpowszechniona, a w literaturze światowej nie było dotąd przykładów zastosowań metod CDA w hydrogeologii. Do obliczeń prowadzonych na potrzeby niniejszej pracy wykorzystano oprogramowanie statystyczne uzyskane z Universitat de Girona w Hiszpanii oraz procedury kalkulacyjne przygotowane przez autora.

Istotnym zamierzeniem było także wzbogacenie zasobu istniejących danych o wyniki nowych analiz, prowadzonych zgodnie z przyjętymi współcześnie procedurami (Witczak, Adamczyk 1995). Za szczególnie istotne uznano, sporadycznie dotąd praktykowane w warunkach kopalnianych, oznaczenia wybranych parametrów fizykochemicznych wód bezpośrednio w terenie. Zakładano, iż rezultaty tych oznaczeń, w połączeniu z istniejącymi

analizami archiwalnymi, pozwolą uzyskać rzetelne źródło informacji o środowisku hydrochemicznym analizowanego fragmentu GZW.

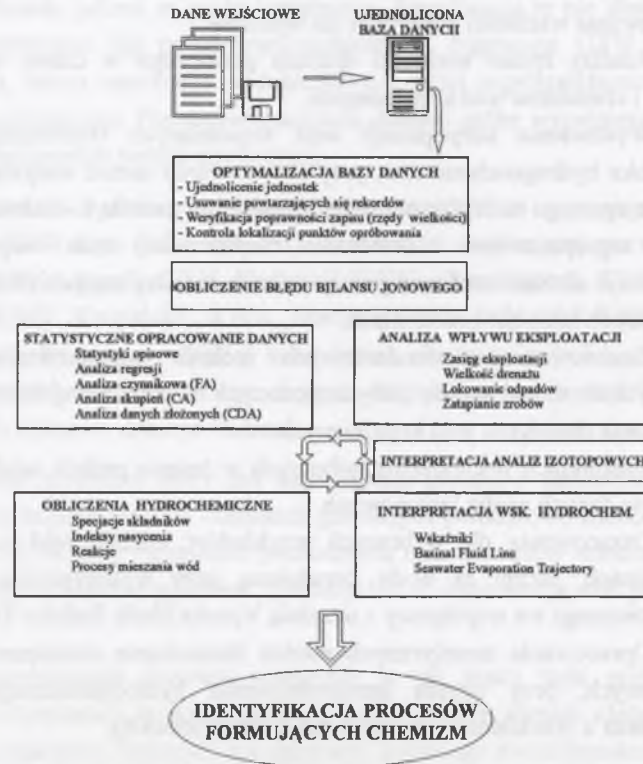
Osiągnięcie tak sprecyzowanych celów wymagało realizacji następujących etapów (rys. 2.1):

1. Równoległego z rezultatami, wykonanych na potrzeby pracy, oznaczeń fizykochemicznych parametrów wód, zgromadzenia analiz archiwalnych oraz informacji dotyczących intensywności i zasięgu drenażu górniczego. Na ich podstawie scharakteryzowano zmienność chemizmu wód kopalnianych oraz główne przyczyny zróżnicowania wielkości dopływów do wyrobisk.
2. Analizy zmian wielkości drenażu górniczego w czasie oraz relacji zmian drenażu i chemizmu wód kopalnianych.
3. Wydzielenia subpopulacji wód kopalnianych reprezentujących odmienne środowiska hydrogeochemiczne, przy zastosowaniu metod statystyki matematycznej (głównie opartego na logice rozmytej grupowania metodą k-średnich). Do dalszej ich analizy zaproponowano i skutecznie zaaplikowano m.in. współczesne techniki interpretacji, służące ustalaniu genezy solanek towarzyszących złożom ropy naftowej oraz ciekłych inkluzji w minerałach.
4. Zastosowania niestandardowych technik wnioskowania statystycznego, należących do metod analizy danych złożonych w celu dalszej identyfikacji procesów formowania chemizmu wód kopalnianych.
5. Interpretacji pochodzenia pobranych w terenie próbek wód kopalnianych, na podstawie danych analiz izotopowych.
6. Oszacowania, dla wybranych przykładów, udziału wód z różnych źródeł w mieszaninach, jakimi są wody kopalniane, przy wykorzystaniu oprogramowania przygotowanego we współpracy z uczelnią Wysoka Szkoła Bańska-TU w Ostrawie.
7. Opracowania teoretycznych modeli formowania chemizmu wybranych wód kopalnianych, przy użyciu oprogramowania hydrochemicznego (PHREEQC i Geochemist's Workbench - pakiety: Act2, React SpecE8).

Istotnym walorem przeprowadzonych obliczeń hydrochemicznych jest wykorzystanie modelu Pitzera (1979), który z uwagi na wysoką mineralizację wielu analizowanych wód stosowano tam, gdzie było to możliwe, w celu określenia rzeczywistych relacji aktywności obecnych w nich jonów.

Analizowaną problematykę przedstawiono na przykładach wód dopływających do kopalń polskich, zaliczanych za Szelakiem (1998) do południowo-zachodniego obszaru hydrogeologicznego, różniących się warunkami hydrogeologicznymi, oraz wód zbiorczych, formowanych w środowisku zlikwidowanych kopalń niecek ostrawskiej i pietwałdzkiej. Rozpatrywane obszary górnicze kopalń polskich, zgodnie z podziałem Rózkowskiego (red. 2002, 2004), reprezentowały rejony hydrochemiczne R4 (KWK „Chwałowice” i KWK „Rydułtowy” – obecnie w składzie KWK „Rydułtowy-Anna”), i R7 (KWK „Borynia”). Rejon R4 - niecki chwałowickiej i jejkowickiej cechuje występowanie okien hydrogeologicznych w utworach trzeciorzędowych, intensywny drenaż oraz silne zaangażowanie tektoniczne o

charakterze fałdowo-zrębowym. W rejonie R7 natomiast w nadkładzie karbonu znajdują się miększe, izolujące utwory trzeciorzędowe, tektonika ma charakter blokowy, a dopływy do kopalń są niskie (Różkowski, red., 2004). Środowisko hydrogeochemiczne górotworu w nieckach ostrawskiej i pietwałdzkiej, gdzie w 1997 roku nastąpiło zakończenie drenażu górniczego, może być traktowane jako poligon badawczy w kontekście nieuchronnej likwidacji zakładów górniczych w analizowanej polskiej części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego.



Rys. 2.1. Schemat realizacji pracy
Fig. 2.1. Scheme of the research

W trakcie zainicjowanej przez autora w 2001 roku intensywnej współpracy z Katedrą Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej (kierowaną przez Doc. dr. hab. inż. Arnosta Grmelę C.Sc.) w ośrodku akademickim Vysoka Škola Baňska-TU w Ostrawie dostrzeżono potrzebę uzupełnienia badań składu wód podziemnych oraz ujednolicenia metod interpretacji ich chemizmu i pochodzenia w polskiej i czeskiej części GZW.

Szczególną uwagę zwrócono na wody podziemne utworów dolnego badenu czeskiej części GZW. Mogą one z jednej strony stanowić zagrożenie dla prowadzonych prac górniczych (dopływy wód podziemnych z warstw dębowieckich - tzw. „*detritu*” uznane zostały za główne zagrożenie eksploatacji w czeskiej części GZW jeszcze przez Patteisky'ego i Folprechta (1928)), z drugiej zaś są wciąż dostępne i wykorzystywane w lecznictwie

balneologicznym (np.: Labus, 2002; Labus, Grmela, 2003a). Stąd też prezentowane wyniki poszerzono o szczegółowy opis sformułowanego na potrzeby tej pracy modelu formowania ich chemizmu oraz wykonane metodą krigingu mapy izolinii wartości wybranych parametrów chemizmu wód.

Podczas prowadzonych badań autor dokonał pierwszych oznaczeń składu izotopowego wód kopalnianych na terenie czeskiej części GZW oraz wód podziemnych tzw. piaszczystych poziomów dolnego badenu, wykorzystywanych w uzdrowisku Klimkovicze (*Klimkovic*) oraz ujmowanych w otworach NP373 oraz „Helena” w Darkovie (*Darkov*).

3. BUDOWA GEOLOGICZNA

Opisywany obszar jest częścią Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (rys. 3.1), będącego zagłębiem orogenicznym, utworzonym początkowo w zapadlisku przedgórskim morawsko-śląskiej strefy fałdowej Waryscydów, przebudowanej w orogenezie alpejskiej. Podłoże stanowi masyw krystaliczny, skonsolidowany w prekambrze. Strefa morawsko-śląska graniczy od zachodu z masywem czeskim, a od północnego-wschodu z krakowską serią fałdową. Granicę południową wyznaczają wychodnie podłoża krystalicznego. Znaczna część obszaru GZW obejmuje podłoże zapadliska przedkarpackiego, wypełnionego ilastymi, izolującymi utworami trzeciorzędu. Skrajnie południowa część zagłębia znajduje się pod płaszczowinami Karpat fliszowych (Kotas, 1985; Grygar, Jelínek, 2002).

3.1. Litostratygrafia

Podłoże serii produktywnej

Prekambryjskie podłoże GZW tworzą skały w większości metamorficzne. Są to łupki krystaliczne oraz gnejsy zmigmatyzowane. Ponadto, wykazano istnienie intruzywnych skał zasadowych oraz diabazów (Buła, Žaba, 2005). Na nich lokalnie zalegają piaskowce i zlepieńce wendu oraz drobnoziarniste piaskowce i mułowce kambru dolnego. Dolny dewon reprezentują piaskowce i zlepieńce; do środkowego i górnego dewonu zaliczono znane jedynie z głębokich wierceń wapienie, dolomity i margle. Terygeniczne utwory kulmu, występujące głównie w zachodniej części GZW, są reprezentowane przez szarogłazy, mułowce i iłowce (Gabzdyl, 1994).

Seria produktywna

Utwory karbonu węglonośnego, rozprzestrzenione na całym obszarze badań (Jureczka et al., 2005), reprezentują namur, westfal i stefan – tab. 3.1. Pod względem genetycznym stanowią one molasę, utworzoną początkowo w środowisku morskim, następnie w lądowym.

Do namuru A zaliczono stropowe ogniwa warstw kijowickich (*vrstvy kyjovické*). Pozostałą część profilu namuru oraz westfału stanowi formacja węglonośna, utworzona przez osady molasowe i wykształcona jako iłowce, mułowce i piaskowce z przewarstwieniami zwirowców oraz z pokładami węgla.

Przeważającą część utworów namuru A tworzą osady serii paralicznej (SP) o miąższości około 3500 m, rozdzielone na: warstwy pietrkowickie, gruszowskie, jakłowieckie i porębskie. Udział piaskowców i zwirowców w profilu serii paralicznej waha się od 20 do 62%. Warstwy pietrkowickie są obecne na całym terenie czeskiej części GZW, udział piaskowców w profilu waha się od 52 do 62%. W rejonie Ostrawy (*Ostrava*) ich miąższość wynosi 760 m, a ku wschodowi, w pobliżu Frensztat (*Frenštat*), maleje nawet do 190 m.

Warstwy gruszowskie na terenie Polski zostały stwierdzone w kopalniach „Anna”, „Marcel”, „Jankowice” i „Rydułtowy” (tab. 3.2., rys. 3.2). Wykształcone są one tutaj jako

łupki ilaste, iłowce, mułowce i piaskowce, miejscami zlepieńce z wkładkami węgla. W KWK „Anna” stwierdzono wkładki sferosyderytów i syderytów ilastych. Na obszarze Czech ich miąższości maleją od 800–1100 m w rejonie Ostrawy, poprzez 400 m w Karwinie (*Karvina*) do 155 m w pobliżu Cieszyna. Udział piaskowców wynosi od 22 do 52%.

Warstwy jakłowieckie – mułowce i iłowce, lokalnie łupki ilaste i piaszczyste z pokładami węgla – rozpoznano w wymienionych wyżej kopalniach oraz w KWK „Chwałowice”. W Polsce osiągają one miąższość ok. 340–500 m, podobnie jak w centrum brachysynkliny Ostrawy.

Warstwy porębskie występują na obszarach górniczych wszystkich rozpatrywanych kopalń, a ich miąższość sięga ponad 1000 m. W KWK „Zofiówka” nie zostały one dostatecznie rozpoznane. Z reguły budują je mułowce i iłowce, miejscami łupki ilaste i piaszczyste, jedynie w KWK „Jas–Mos” stwierdzono przewagę utworów grubookruchowych. W rejonie Karwiny natomiast miąższość warstw porębskich sięga 700 m i maleje ku wschodowi; w rejonie Frensztat wynosi jedynie 230–370 m przy udziale piaskowców sięgającym 45–58%.

udział skał gruboklastycznych w profilu serii wynosi 50%, podczas gdy dla węgla i łupków węglowych przekracza on 10%. Materiały archiwalne kopalń nie uwzględniały wydzielenia warstw załęskich, stąd zwykle warstwy rudzkie opisywano jako dwudzielne: dolną część – wykształconą typowo dla GSP jako piaskowce przeważające nad mułowcami i iłowcami (warstwy rudzkie *s.s.*) oraz część górną – wykształconą typowo dla serii mułowcowej (dolna część warstw załęskich), z przewagą skał drobnoklastycznych. Największą miąższość seria osiąga w części zachodniej. Warstwy siodłowe stwierdzone w omawianych kopalniach, poza KWK „Anna”, osiągały od 30 do 400 m, natomiast warstwy rudzkie, których górna część zaliczona jest do warstw załęskich – od 350 do 700 m. Warstwy rudzkie nie występują w kopalniach „Anna” i Rydułtowy”. W Republice Czeskiej warstwy siodłowe znane są tylko z rejonu Karwiny, Frensztat i Jablunkova (*Jablunkov*), ich miąższość wynosi od 135 do 270 m. W okolicach Karwiny warstwy sušské (rudzkie) sięgają 230 m miąższości, natomiast we Frensztacie występują jedynie ich denudacyjne relikty o kilkumetrowej miąższości.

Serię mułowcową (SM) tworzą warstwy załęskie i orzeskie. Miąższość serii zmienia się od ok. 1950 m w części zachodniej i południowej do kilkudziesięciu m w części wschodniej (Gabzdyl, 1994). W profilu dominują mułowce i iłowce z syderytami i licznymi pokładami węgla. Piaskowce występują we wschodniej części obszaru w postaci soczew i wkładek. Seria mułowcowa w czeskiej części GZW (warstwy sušské i doubavské) występuje jedynie w rejonie Karwiny. Przeciętna miąższość warstw załęskich dolnych wynosi tu 135 m, górnych do 260 m. Udział piaskowców nie przekracza 30%.

Krakowską serię piaskowcową (KSP) reprezentują utwory warstw łażskich zbudowane z piaskowców, miejscami zlepieńców z wkładkami węgla oraz iłowców. Stwierdzono je jedynie w otworze złożowym w najbardziej na wschód wysuniętej kopalni „Krupiński”. Ich miąższość określono na 55 m. Nie są one przedmiotem eksploatacji. Na analizowanym obszarze stwierdzono lokalne występowanie: mineralizacji związanych z procesami hydrotermalnymi, utworów piroklastycznych (Gabzdyl, 1967), intruzji skał magmowych (Chodyniecka, Sankiewicz, 1978; Proberz et al., 1988) oraz związanych z nimi stref metamorfizmu węgla (Gabzdyl, Proberz, 1987).

Nadkład serii produktywnej

Osady triasu występują w formie płatów jedynie w północno-wschodniej części obszaru górniczego KWK „Rydułtowy”. Utwory te, które tworzą kompleks miąższości do 56 m, wykształcone są jako piaskowce, rzadziej iłowce, często o spoiwie marglistym.

Utwory trzeciorzędu występują prawie na całym obszarze badań. Obserwuje się wzrost ich miąższości w kierunku południowym. Maksymalne miąższości (do 1000 m) obserwuje się w obniżeniach stropu utworów karbonu. Według Alexandrowicza (1963) utwory badanu dolnego dzielą się na osady lądowe i brakiczne (zlepieńce, piaski, ily piaszczyste i margle) występujące lokalnie w obniżeniach podłoża oraz osady facji morskiej - ily i łupki ilaste z wkładkami piaszczystymi i mułkowymi.

Skały zaliczane do eggenburgu (warstwy zebrzydowickie), reprezentowane przez ily piaszczyste, jasnoszare piaskowce z fauną brakiczną oraz zlepieńce, występują w osiowej

części depresji bludowickiej (*bludovický výmol*) (Vašíček, Novotna, 1997) i kontynuują się na teren Polski, gdzie znane są m.in. z otworów wiertniczych Cieszyn IG-1 oraz Zebrzydowice 13 (Buła, Jura, 1983).

Północna granica osadów karpatu przebiega wzdłuż kopalnego grzbietu cieszyńsko-sławkowskiego, wzdłuż linii Cieszyn – Brušperk i dalej na N od Nowego Jiczina (*Nový Jičín*). Są one wykształcone jako:

- utwory średnio- i gruboklastyczne z przewagą materiału karbońskiego, o miąższości kilkudziesięciu m;
- pstre mułowce o miąższości 70 m;
- szare wapniste i bezwapniste iłowce do 60 m miąższości;
- wapniste iłowce z laminami piaskowcowymi maksymalnie do 100 m i pstre, wapniste iłowce z gipsem o miąższości do 104 m.

Osady badanu dolnego stanowią warstwy skawińskie (Buła, Jura, 1983), o miąższości od 300 do 500 m. Wykształciły się one jako ily i piaski, pyły, miejscami słabo związane piaskowce, iłowce i iłolupki. Ily stanowią niemal ciągłą pokrywę na całym omawianym obszarze. Brak ich jedynie w części OG KWK „Rydułtowy”. Jako wkładki występują serie osadów chemicznych - gipsy i wapnienie. W KWK „Chwałowice” stwierdzono (we wschodniej części obszaru górniczego) wkładkę soli kamiennej o miąższości 9 m, w KWK „Anna” – lokalnie siarkę rodzimą, a w KWK „Pniówek” i „Krupiński” – tufity. Osady gruboklastyczne badanu dolnego są charakterystyczne dla południowej części badanego obszaru, gdzie tworzą formację zwaną warstwami dębowieckimi (Kuciński, 1969). Warstwy dębowieckie (tzw. zlepieńce dębowieckie) występują na tym obszarze w spągowej części profilu trzeciorzędu, wypełniając obniżenia podłoża karbońskiego. Południowy ich zasięg wyznaczony jest przebiegiem grzbietu cieszyńsko-sławkowskiego, zachodni zaś tworzy masyw Niskiego Jesenika. Wykształcone są w trzech podstawowych typach: piaski ze żwirem (polimiktyczne, słabo wysortowane, z domieszką materiału wapnisto-ilastego); skały grubookruchowe (centymetrowe, decymetrowe okruchy, aż do bloków o średnicy ponad 1 m, zawierające głównie zlepieńce o drobnoziarnistej matriks piaskowcowej); brekcje piargowe (odłamki skał karbonu, spojone bezwapiennym materiałem piaskowcowo-ilastym). Materiał bloków składa się przeważnie ze skał dolnego karbonu wykształconego w facji kulmu, utworów formacji produktywnej górnego karbonu, rzadziej ze skał pelitowych jednostki podśląskiej; brekcje piargowe (odłamki skał karbonu, spojone bezwapiennym materiałem piaskowcowo-ilastym). Osady te występują w obrębie dwu głównych, łączących się z sobą, depresji: detmarowickiej zwanej także dziećmarowicką (*dětmarovický výmol*) - na północy i bludowickiej - na południu analizowanego obszaru. Najgłębsze partie depresji detmarowickiej sięgają około 700 m p.p.m. w rejonie Bogumina (*Bohumín*) i 800 m p.p.m. w okolicy Karwiny. Depresja bludowicka dosięga głębokości 850 m p.p.m. w okolicy Starych Bludowic (*Staré Bludovice*) i aż 1100 m p.p.m. w pobliżu Chociebuża (*Chotěbuz*) (w pobliżu granicy z Polską). Prawidłowości kontynuowania się tej struktury na teren Polski nie są jednoznacznie wyjaśnione. Maksymalne miąższości utworów grubodetrytycznych (do 268 metrów) stwierdzono w osiowych partiach depresji (Hufova, 1971). Powyżej znajdują się szare ily ze

zmienną zawartością minerałów węglanowych i wkładkami piaszczystymi o miąższości do 4 m.

Osady badenu górnego (górný lang) reprezentowane są głównie przez utwory detrytyczne. Na północ od omawianego obszaru, w okolicach Rybnika i Žor, w rowie tektonicznym Zawady, występuje formacja salinarna o miąższości około 20 m. Morskie osady ewaporatowe (gipsy) znane są również z okolic Opawy (*Opava*). Najwyższe ogniwa badenu to osady ilasto-margliste ze wzrastającą ku stropowi domieszką materiału piaszczystego.

Lokalnie rozprzestrzenione utwory sarmatu (KWK „Marcel”, „Jankowice”) wykształcone są jako osady piaszczysto-ilaste z przewarstwieniami żwirów. W najdalej ku południowi wysuniętej części GZW, na utwory autochtoniczne nasunięte są płaszczowiny śląska i podśląska.

Utwory pliocenu występują lokalnie w postaci żwirów i piasków z przeławiczeniami mułków, iłów piaszczystych i glin aluwialnych.

Osady plejstocenu i holocenu na badanym obszarze charakteryzują się zróżnicowaną miąższością sięgającą kilkunastu metrów, lokalnie ponad 100 m. Maksymalna ich miąższość związana jest z obniżeniami podłoża, które ze względu na kształt i przebieg można uważać za formy pradolinne (Rózkowski 1971a). Ponad stumetrowej miąższości osady czwartorzędu napotkano w kopalni „Borynia”, w KWK „Zofiówka” ich miąższość wynosi ponad 90 m.

Plejstocenijskie utwory lodowcowe wykształcone są w postaci glin zwałowych i morenowych z nieregularnie rozmieszczonymi soczewkami piasków i żwirów. Większe miąższości (20-40 m) charakterystyczne są dla północnej części badanego obszaru (KWK „Rydułtowy” i „Chwałowice”). Osady wodnolodowcowe reprezentują piaski i żwiry z przeławiczeniami glin. Utwory rzeczne wypełniają zagłębienia morfologiczne wcięte głęboko w starsze podłoża. Dla rejonu Ostrawy charakterystyczne jest występowanie pokryw soliflukcyjnych i utworów eolicznych – lessów odwapnionych (Vašíček, Novotna, 1997).

Utwory wietrzeniowe na stropie utworów karbonu

W wielu miejscach, na stropie utworów karbonu, rozwinięte są poligenetyczne i różnowiekowe utwory zwietrzelinowe określane jako utwory pstre (np. Borowski, 1969; Żyła, 1981), kora wietrzeniowa albo płaszcz zwietrzelinowy (Martinec, Dopita, 1997). Mają najczęściej postać brekcji gruzowo-gliniastych. Obecność ich powoduje zagrożenia geotechniczne i hydrogeologiczne dla eksploatacji węgla, w ich sąsiedztwie dochodzi zwykle do pogorszenia jakości węgla, a rzadziej do wzrostu uwęglenia (Gabzdyl, Proberz, 1987; Proberz, 1989). Szerokie rozprzestrzenienie utwory te mają w północno-wschodnim fragmencie czeskiej części GZW – w rejonie Karwiny, pomiędzy nasunięciem orłowskim a uskokiem bludowickim. Ich zasięg w głąb paleoreliefu karbońskiego wynosi do 150 m (tylko w osi struktury orłowskiej – 600 m). Płatowo rozprzestrzenione strefy wietrzenia pod utworami miocenu kontynuują się na teren Polski, gdzie w sposób typowy wykształcone są w okolicach Jastrzębia (Jura, 2001). W iłowcach i mułowcach, stanowiących skały pierwotne, wskutek utlenienia nastąpiła transformacja spoiwa z ilastego na żelazisto-ilaste (z hematytem, goethytem, limonitem i chlorytami). Wyższy stopień utlenienia zaznacza się obecnością haloizytu i zeolitów (Klika, Kraussová, 1993). Utwory pstre dzięki porowatości i

szczelinowatości posiadają własności kolektorskie. Jura i Wiśniewski (1996) stwierdzili dopływy ze strefy wietrzenia wód podziemnych o około 10 do 25% silniej zmineralizowanych niż wody występujące w niezwietrzonych warstwach karbonu.

3.2. Tektonika utworów karbonu

Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego jest związana z procesami górotwórczymi orogenez waryscyjskiej i alpejskiej. Duży wpływ wywarła na nią budowa krystalicznego podłoża. Zagłębie zostało podzielone (rys. 3.3) na 3 strefy tektoniczne: fałdową, fałdowo-blokową i dysjunktywną (Kotas, 1982).

Badany obszar w przeważającej części znajduje się w obrębie strefy fałdowej. W jej skład wchodzi niecki: jejkowicka, chwałowicka, ostrawska, pietwałdzka, karwińska, zaburzenia: michałkowickie i orłowskie oraz synklina i siodło Jastrzębia. Wschodnia część obszaru znajduje się w zasięgu największej jednostki tektonicznej GZW – niecki głównej, która stanowi część strefy tektoniki dysjunktywnej.

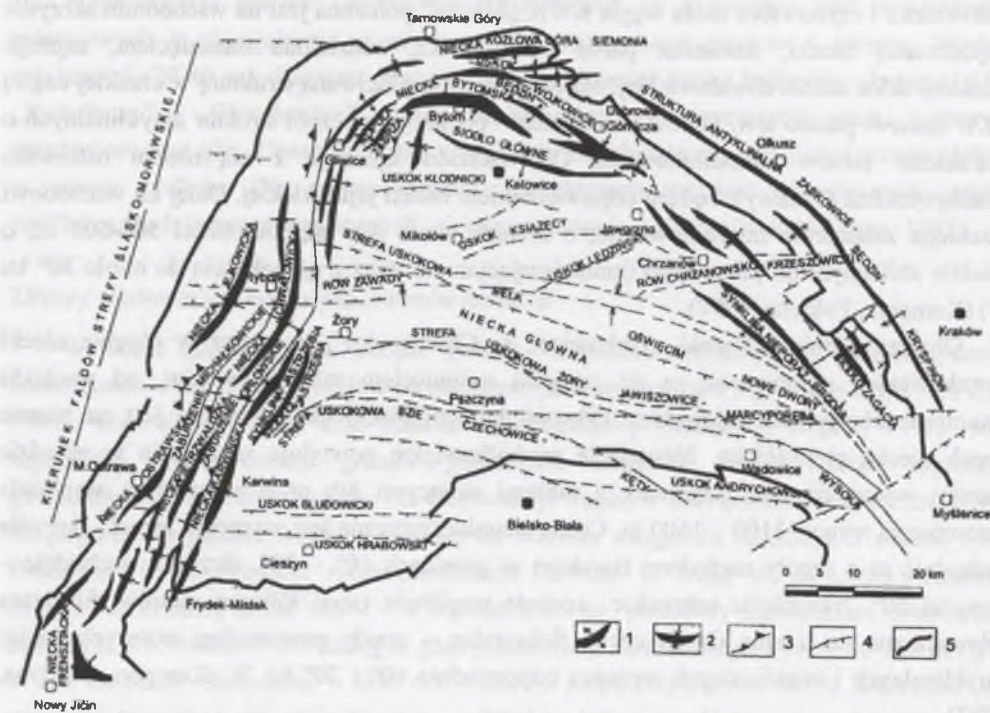
Kopalnie „Anna”, „Rydułtowy” i częściowo „Marcel” położone są w obrębie niecki jejkowickiej i zaburzenia michałkowickiego; KWK „Anna” na skrzydle południowo-zachodnim, KWK „Rydułtowy” – na północno-zachodnim. Tak zwana partia macierzysta, jedłownicka i czyżowicka złoża węgla KWK „Marcel” położona jest na wschodnim skrzydle wspomnianej niecki, natomiast partia markłowicka, oddzielona nasunięciem, zajmuje zachodni skłon niecki chwałowickiej. Najbardziej skomplikowaną strukturę w czeskiej części GZW stanowi pasmo tzw. fałdów zachodnich – obejmujące zespół struktur antyklinalnych o charakterze fałdów harmonijkowych. Od wschodu sąsiaduje z nią niecka ostrawska (brachysynklina Ostrawy), będąca odpowiednikiem niecki jejkowickiej. Dalej ku wschodowi przebiega zaburzenie michałkowickie, o zrzucie około 400 m, szerokości 500-800 m, o upadzie zbliżonym do pionowego (zmniejszającym się wraz z głębokością do około 30° ku W) (Kumpera, Foldyna, 1997).

Obszary górnicze kopalń „Jankowice” i „Chwałowice”, położone w obrębie niecki chwałowickiej, ograniczone są od zachodu nasunięciem michałkowickim, od wschodu natomiast zaburzeniem orłowskim. Odpowiednikiem niecki chwałowickiej jest na terenie Czech niecka pietwałdzka. Nasunięcie michałkowickie powoduje zaburzenia w układzie warstw, występują tam fragmenty z fałdami stojącymi lub przewalonymi, a amplituda przesunięcia wynosi 1100 – 1600 m. Cechą charakterystyczną jest asymetria niecek, skrzydła zachodnie są z reguły nachylone łagodniej w granicach 10° – 30°, skrzydła wschodnie – powyżej 50°. Nasunięcie orłowskie cechuje amplituda rzędu kilkuset metrów. Struktura orłowska ma na terenie Czech cechy fleksuralne – upady powierzchni osiowych części antyklinalnych i synklinalnych wynoszą odpowiednio 60° i 30° ku W (Kumpera, Foldyna, 1997).

Znajdujące się na wschód od nasunięcia orłowskiego kopalnie „Jas-Mos” i „Zofiówka” położone są w obrębie siodła Jastrzębia, przy czym w KWK „Jas-Mos” zaznacza się jeszcze mniejsza struktura, zwana synkliną Jastrzębia (Kotas, 1972). Obie te kopalnie, a także położona bardziej na północ KWK „Borynia”, występują w strefie przejściowej między

niecką główną a strefą fałdową. Również pozostałe dwie kopalnie „Pniówek” i „Krupiński” znajdują się na południowo-zachodnim skłonie niecki głównej w strefie tektoniki dysjunktywnej. We wschodnim fragmencie czeskiej części GZW występuje zespół struktur bloku górnośląskiego (obejmujący nieckę karwińską), charakteryzuje się on subhoryzontalnym położeniem warstw z zaznaczonymi synklijalnymi ugięciami o amplitudzie kilkudziesięciu metrów. Główne uskoki tworzą tu system ortogonalny (Kumpera, Foldyna, 1997).

We wszystkich omawianych kopalniach złoża jest pocięte kilkoma systemami uskoków, przeważnie o kierunkach równoleżnikowych i zbliżonych do południkowych (Kempa et al, 1983). W północnej części terenu badań zaznaczają się równoleżnikowe uskoki tworzące rów Zawady (w rejonie KWK „Chwałowice”), w części środkowej – uskoki związane ze strefą Żory – Jawiszowice (KWK „Borynia”, nieczynna kopalnia „Żory”) oraz w części południowej (KWK „Anna”, „Marcel”, „Jas – Mos”, „Zofiówka”) – ze strefą Bzie – Czechowice – Kęty. Zrzuty poszczególnych uskoków są zróżnicowane od kilkunastu do kilkuset metrów, jednak łączne zrzuty uskoków tworzących poszczególne strefy mogą dochodzić do 400 – 500 m. Uskoki dzielą złoża na poszczególne pola eksploatacyjne, niekiedy utrudniając eksploatację węgla. W KWK „Chwałowice” charakterystyczne są zabliźnione piaskiem szczeliny tensyjne (Bromowicz, Magiera, 1990).



Rys. 3.3. Szkic tektoniczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (wg Kotasa, 1972). Objasnienia: 1 – struktury antyklinalne, 2 – struktury synklijalne, 3 – nasunięcia, 4 – uskoki, 5 – granica GZW
Fig. 3.3. Tectonics of the Upper Silesian Coal Basin (after Kotas, 1972). Explanations: 1 – anticlinal structures, 2 – synclinal structures, 3 – overthrusts, 4 – faults, 5 – borders of the USC

4. WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Obszar badań, w hydrogeologicznym podziale regionalnym Polski Paczyńskiego (1980), położony jest w obrębie platformy środkowoeuropejskiej, w regionie basenu niemiecko-polskiego, podregionie basenu południowego. W zasięgu GZW, na podstawie różnic w warunkach zasilania, wydzielone zostały przez Rózkowskiego (2000, 2003) dwa subregiony hydrogeologiczne: północno-wschodni, znajdujący się poza zasięgiem opracowania, oraz południowo-zachodni, w którego południowej części mieszczą się obszary górnicze rozpatrywanych kopalń. Subregion północno-wschodni charakteryzuje więź hydrauliczna między mezozoicznymi i kenozoicznymi poziomami wodonośnymi a poziomami paleozoiku. Jego obszar stanowi regionalną strefę zasilania karbońskich poziomów wodonośnych. Subregion południowo-zachodni leży w zasięgu alpejskich struktur zapadliskowych, wypełnionych kompleksem ilastych utworów trzeciorzędowych, spoczywających z reguły na utworach karbonu. Zasilanie karbońskich poziomów wodonośnych występuje tu lokalnie, w zasięgu okien erozyjnych w utworach trzeciorzędowych.

Zawodnienie utworów karbonu, będące istotną przyczyną dopływów wód podziemnych do kopalń polskich, pochodzi przede wszystkim ze szczyptywania zasobów statycznych i zasilania wodami dalekiego krążenia. Mięszcze utwory ilaste trzeciorzędu stanowią na ogół poziom izolujący. Jedynie na obszarze KWK „Rydułtowy” odnotowano istnienie okien hydrogeologicznych i wodoprzewodzących uskoków (uskok piecowski). W kopalniach czeskiej części GZW nad wodami pochodzącymi z zasobów statycznych w utworach karbonu dominują wody z utworów systemu wodonośnego, obejmującego tzw. płaszcz zwietrzelinowy oraz warstwy dębowieckie (tab. 4.1). Wody z utworów czwartorzędowych odgrywają rolę w zasilaniu jedynie w rejonie wychodni utworów karbonu (Grmela, 1997).

Tabela 4.1

Pochodzenie wód w dopływach do wyrobisk górniczych w kopalni Heřmanice (Grmela, 1988)

Poziom	Pochodzenie wód		
	P+Q	Tb+C ₁	C
-178 m p.p.m.	69%	28%	3%
-300 m p.p.m.	52%	42%	6%
-451 m p.p.m.	31%	60%	9%

Objasnienia: wody: P – technologiczne (odcieki z lokowanych odpadów etc.); z utworów: Q – czwartorzędowych; Tb – z piaszczystych poziomów dolnego badenu; C₁ – ze szczelinowych systemów karbonu; C – ze szczelinowo-uskokowego systemu górnego karbonu i głębszego podłoża skał węglonośnych GZW.

Na podstawie analizy budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych, uwzględniając dostępne opracowania, autor zestawiał przekroje hydrogeologiczne (zał. 1A do 1.D) oraz, ukazany niżej, schemat piętowości wód podziemnych dla analizowanego obszaru.

Nawiązuje on do zaproponowanego przez Rózkowskiego (2003) schematu piętrowości wód podziemnych w południowo-zachodnim subregionie hydrogeologicznym (tab. 4.2).

Formacja wodonośna kenozoiczna

Piętro wodonośne czwartorzędu

Poziom wodonośny holocenu

Poziom wodonośny plejstocenu

Piętro wodonośne trzeciorzędu

Poziomy piaszczyste facji pelitycznej dolnego badenu

Poziom wodonośny warstw dębowieckich

Formacja wodonośna paleozoiczna

Piętro wodonośne karbonu

Kompleks wodonośny krakowskiej serii piaskowcowej

Warstwy wodonośne piaskowców warstw łaziskich

Kompleks wodonośny serii mułowcowej

Warstwy wodonośne piaskowców i mułowców warstw orzeskich

Warstwy wodonośne piaskowców warstw górnorudzkich (załęskich)

Kompleks wodonośny górnośląskiej serii piaskowcowej

Warstwy wodonośne piaskowców warstw dolnorudzkich

Warstwy wodonośne piaskowców warstw siodłowych

Kompleks wodonośny serii paralicznej

Warstwy wodonośne piaskowców i zlepieńców warstw porębskich

Warstwy wodonośne piaskowców warstw jakłowieckich

Tabela 4.2

Schemat piętrowości wód podziemnych w południowo-zachodnim subregionie hydrogeologicznym wg Rózkowskiego (2003)

Piętro lub poziom wodonośny	Kompleks lub poziom izolujący
Piętro czwartorzędowe: piaski i żwiry rzeczno-lodowcowe oraz współczesnych dolin rzecznych.	
	Gliny zwałowe, deluwia, ropy zastoiskowe
Piętro trzeciorzędowe: piaski i żwiry pliocenu i sarmatu. Występowanie lokalne.	
	ropy i ropy trzeciorzędu morskiego (baden)
Piętro trzeciorzędowo-kredowe (flisz): spękane piaskowce i mułowce w stropie kompleksu fliszowego. Występowanie lokalne w strefie nasunięcia karpackiego.	
	ropy i mułowce fliszu karpackiego oraz ropy trzeciorzędu autochtonicznego. Występowanie lokalne w strefie nasunięcia karpackiego.
Piętro wodonośne karbonu górnego: piaskowce i zlepienie kompleksów wodonośnych serii litostratigraficznych: krakowskiej, mułowcowej, górnośląskiej, paralicznej.	Kompleks ropy i mułowców serii mułowcowej karbonu górnego.
	ropy i mułowce spagowych ogniwi namuru A i wizenu górnego.
Wapień i dolomity serii węglanowej karbonu wizenu oraz dewonu górnego i środkowego.	
	ropy i mułowce dolnego dewonu (?)
Piaskowce i zlepienie dolnego dewonu i piaskowce kambru.	

4.1. Piętro wodonośne czwartorzędu

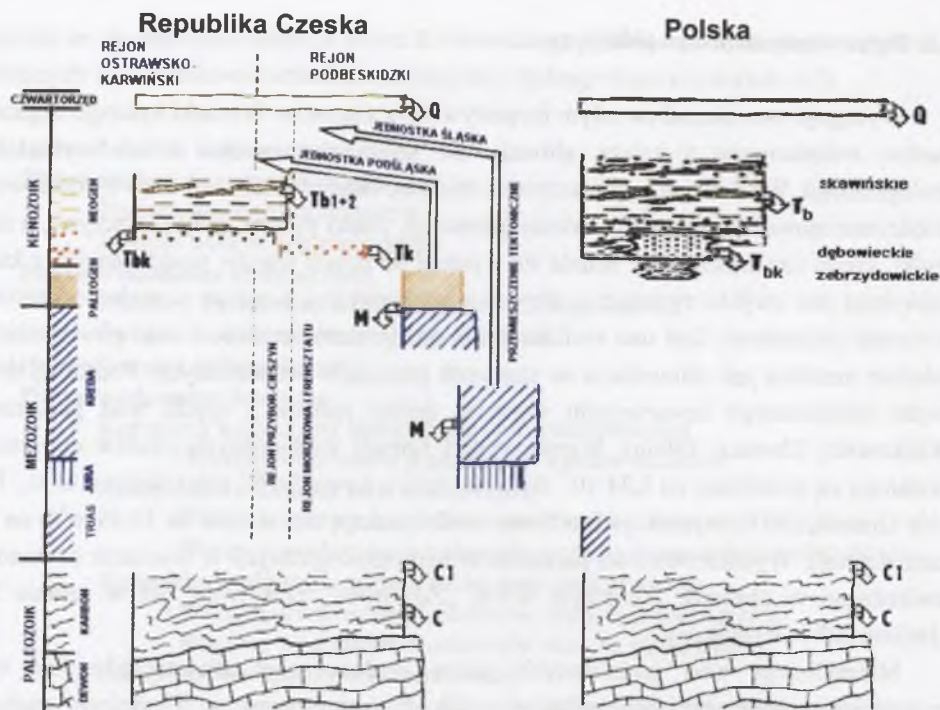
Występuje ono niemal na całym rozpatrywanym obszarze. Warunki hydrogeologiczne są bardzo zróżnicowane i zależą głównie od miąższości osadów i ich wykształcenia litologicznego. Wodonośne są piaszczyste i żwirowe osady rzeczne, rzeczno-lodowcowe oraz międzymorenowe żwiry, piaski o różnej granulacji, piaski pylaste, pyły piaszczyste, a rzadko mułki. Piętro czwartorzędowe składa się z jednej do trzech warstw wodonośnych, z których najwyższa jest zwykle związana z aluwiami holocenijskimi, a niższe z wodnolodowcowymi utworami plejstocenu. Jest ono zasilane przez opady atmosferyczne i ciekły powierzchniowe, lokalnie możliwa jest alimentacja ze starszych poziomów wodonośnych. Podstawę drenażu piętra wodonośnego czwartorzędu stanowią doliny rzeczne i ujęcia wód podziemnych (Rózkowski, Chmura, 1996b). Współczynniki filtracji wodonośnych osadów czwartorzędu kształtują się przedziale od $8,34 \cdot 10^{-7}$ do $2 \cdot 10^{-3}$ m/s, a nawet $2 \cdot 10^{-3}$ m/s (Macoun et al., 1965 - vide Grmela, 1997); wydatki jednostkowe studni wahają się od 0,86 do 31,68 m³/h na jeden metr depresji. Wysokie wartości parametrów hydrogeologicznych w utworach czwartorzędu stwierdzono w obszarze górniczym KWK „Zofiówka”, przeciwnie niż w rejonie KWK „Jankowice” i „Rydułtowy”.

Mineralizacja wód podziemnych piętra wodonośnego czwartorzędu jest bardzo zróżnicowana. Najwyższą mineralizację – 2,4 g/l – odnotowano w południowo-zachodniej części obszaru, najniższą – 0,1 g/dm³ – w części wschodniej. Średnia mineralizacja wód w utworach czwartorzędu kształtuje się na poziomie 0,62 g/dm³. Niezmienione antropogenicznie wody piętra czwartorzędowego należą do typów HCO₃-Ca, HCO₃-Ca-Mg, a w części czeskiej także HCO₃-SO₄-Ca-Mg. Wpływ działalności człowieka powoduje wzrost mineralizacji i przekształcenia typów hydrochemicznych. Kontakty hydrauliczne wód powierzchniowych i podziemnych oraz zrzuty słonych wód kopalnianych powodują zwiększenie udziału siarczanów i chlorków. W rejonie północnym (KWK „Jankowice”, „Chwałowice”, „Krupiński”) w pobliżu rowu Zawady stwierdza się wody typów: SO₄-Ca-Mg, Cl-SO₄-Ca i SO₄-Na-Ca.

4.2. Piętro wodonośne trzeciorzędu

Piętro wodonośne trzeciorzędu związane jest z utworami badenu, sarmatu i pliocenu. Dominuje tu porowy i porowo-szczelinowy system krążenia wód. Utwory pliocenu występują w formie płatów bądź wypełnień kopalnych form dolinnych, osiągając wówczas największą miąższość (Rózkowski et al. 1997b).

W należącym do dolnego badenu kompleksie ropy wapnistej, na całym terenie Ostrawsko-Karwińskiego Okręgu Węglowego występują dwa tzw. horyzonty tworzone przez niezbyt miąższe i często nieciągłe wkładki piaszczyste (rys. 4.1). Wyższy z nich, zwany górnym, o miąższości 2,5 do 4 m leży na wysokości około 50 m n.p.m.; horyzont dolny występuje na poziomie od około -450 do -400 m n.p.m.; zmierzono w nim ciśnienia sięgające 4 – 5 MPa.



Rys. 4.1. Profile stratygraficzne i lokalizacja kompleksów wodonośnych w czeskiej i polskiej części GZW (wg Labus, Grmela, 2003b). Objasnienia: Q - kompleks czwartorzędowy; T_b, T_{b1+2}- wody piaszczystych horyzontów dolnego badenu w ilastych utworach pokrywowych karbonu (formacja skawińska); T_{bk}- wody piaszczysto-żwirowych utworów klastycznych dolnego badenu (tzw. "detrit") - (formacja dębowiecka); T_k - wody piaszczystych i piaskowcowych utworów autochtonicznego karpatu; M - wody szczelinowe systemów nasunięć jednostki podśląskiej; C₁- wody szczelinowe i porowe systemów karbonu; C - wody szczelinowo-uskokowego systemu górnego karbonu i głębszego podłoża skał węglonośnych GZW. Strzałki oznaczają możliwość infiltracji wód podziemnych do głębszych poziomów wodonośnych

Fig. 4.1. Hydrostratigraphical profile of the Czech part of the USCBA (after Labus, Grmela, 2003b). Explanations: Q – Quaternary complex; T_b, T_{b1+2}- waters of lower Badenian sandy horizons within clayey cover of the Carboniferous complex (Skawina Formation); T_{bk}- waters of sandy-gravel sediments of lower Badenian (so called "detrit") – (Dębowiec Formation); T_k – waters of sandy and sandstone aquifers of autochthonous Carpathian; M - fissure waters of the Subsilesian Nappes; C₁- fissure and pore waters of Carboniferous; C – waters of fissure-fault system of upper Carboniferous and its basement. Arrows indicate the possibility of groundwater downward migration into the deeper aquifers

Najbardziej wodonośne są zlepionce dębowieckie, występujące w spągowej części piętra, na terenie paleodoliny skoczowskiej i fragmentarycznie grzbietu cieszyńskiego. Na terenie Polski stwierdzono je we wschodniej części opisywanego obszaru w rejonie kopalni „Pniówek” i nieczynnej kopalni "Morcinek". Odpowiednikiem formacji dębowieckiej na terenie Czech są utwory facji grubodetrytycznej dolnego badenu (tzw. "detrit"), uważane za najistotniejszą (z punktu widzenia hydrogeologicznej problematyki eksploatacji węgla) hydrostrukturę w czeskiej części GZW (Grmela, 1997; Hufova, 1971; Pišta, 1961; Tylčer, 1977). Wypełniają one głębokie erozyjno-tektoniczne obniżenia w stropie utworów karbonu,

określane w literaturze czeskiej mianem „výmol” lub „depresie”. W dalszej części tekstu tego typu obniżeniom nadano nazwę depresji, pozostawiając czeską pisownię nazw własnych; ich lokalizacje podano na rys. 4.2.



Rys. 4.2. Szkic czeskiej części rejonu badań na tle obszarów górniczych (Labus, 2005c). Oznaczenia w otoczeniu ramki odpowiadają wyrażonym w metrach współrzędnym topograficznym w układzie JTSK. Objasnienia: kolor biały - obszar występowania utworów dolnego badenu; depresje: 1 - svinovska, 2 - bedřišska, 3 - radvanicka, 4 - peřvaldska; 5 - stonavska, 6 - darkovska, 7 - karvinska, 8 - orlovska, 9 - rychvaldska, 10 - vrbicka, 11 - ludgeřovicka, 12 - hatska, 13 - skřečoňska, 14 - lutyňska, 15 - zavadska, 16 - oprechticka, 17 - vratimovska; DR - rejon Darkova; PL - Polska; strzałkami zaznaczono kierunek przepływu wód, linie zakończone kropką – prawdopodobne strefy zasilania

Fig.4.2. Sketch of the examined area on the background of the mining areas in the Czech part of the USCBA (Labus, 2005c). Numbers out of the frame are the metric coordinates of the JTSK topographic system. Explanations: white colour – area of Lower Badenian sediments occurrence; depressions: 1 - svinovska, 2 - bedřišska, 3 - radvanicka, 4 - peřvaldska; 5 - stonavska, 6 - darkovska, 7 - karvinska, 8 - orlovska, 9 - rychvaldska, 10 - vrbicka, 11 - ludgeřovicka, 12 - hatska, 13 - skřečoňska, 14 - lutyňska, 15 - zavadska, 16 - oprechticka, 17 - vratimovska; DR - the Darkov Region; PL - Poland; arrows indicate groundwater flow direction, possible recharge zones marked with lines with circle ending

Depresja detmarowicka zamyka się ku zachodowi w tzw. obszarze perspektywnym Šilheřovice, depresja bludowicka natomiast połączona jest na zachodzie z depresją Bramy Morawskiej. Z oboma depresjami połączone są mniejsze, ułożone południkowo, obniżenia (depresje drugiego rzędu), wcinające się w elewację stropu karbonu. Niektóre z tych obniżeń mają wyraźne połączenia hydrauliczne z głównymi depresjami (np. depresja svinovska), inne wykazują połączenia ograniczone (np. depresja stonavska). Istnieją także obniżenia (np.

depresja vrbicka – dziś już odwodniona) niebędące w łączności hydraulicznej z depresjami głównymi (Pišta, 1961; Hufova 1971).

Omawiane utwory stanowią, z punktu widzenia hydraulicznego i hydrogeologicznego, jeden system wodonośny wraz z leżącymi w ich podłożu utworami tzw. płaszczu zwietrzelinowego, który budują silnie zwietrzałe, spękane i rozluźnione skały karbonu. System ten, o napiętym zwierciadle wody, znajduje się obecnie pod znaczącym wpływem aktywności górnictwa. Prace górnicze i związany z nimi drenaż doprowadziły do obniżenia pierwotnych ciśnień, wynoszących około 8 MPa do wartości bliskiej 4,5 MPa. Czerpanie zasobów statycznych wywołało przepływ, naruszając pionową strefowość chemizmu wód podziemnych (Grmela, 1997). Własności hydrogeologiczne analizowanych utworów określano najczęściej metodami laboratoryjnymi (tab. 4.3).

W stropie utworów grubodetrytycznych występują praktycznie nieprzepuszczalne iły wapienste, stanowiące poziom izolujący. Możliwość zasilania z powierzchni istnieje najprawdopodobniej w obrzeżeniu Bramy Morawskiej, gdzie strop utworów grubodetrytycznych leży płytko pod powierzchnią terenu oraz w wyższych partiach rozdzielającego obie główne depresje grzbietu ostrawsko-karwińskiego (zwłaszcza w jego części północnej). Nie wyklucza się także możliwości lokalnego zasilania ze szczelinowych poziomów w utworach kulmu oraz dewonu (Hufova 1971; Grmela 1997).

Tabela 4.3

Przeciętne wartości parametrów hydrogeologicznych utworów klastycznych dolnego badenu (wg Grmela, 1997)

Depresja	Porowatość [%]		Wsp. filtracji [m/s]
	całkowita	efektywna	
Bludowicka	9-23	4-13	$n \cdot 10^{-4}$ do $n \cdot 10^{-7}$
Detmarowicka	10-29	3-24	$n \cdot 10^{-5}$ do $5 \cdot 10^{-8}$

Dobłą wodonośnością charakteryzują się także utwory węglanowe, należące do serii osadów chemicznych, rozciągające się w północnej części obszaru. Na pozostałym obszarze wody w utworach trzeciorzędu występują w piaskach o różnym uziarnieniu, piaskach pylistych, pyłach i piaskowcach. Nie tworzą one na ogół ciągłych warstw, lecz stanowią izolowane wkładki i soczewy w kompleksach ilastych. Zwykle liczba warstw wodonośnych w utworach tego piętra nie przekracza trzech.

Zwierciadło wód podziemnych w utworach trzeciorzędu jest na ogół napięte, ustalające się na głębokości od kilku do kilkudziesięciu metrów pod powierzchnią terenu. Jedynie na obszarze KWK „Borynia” stwierdzono miejscami ciśnienie artezyjskie wyprowadzające wody ok. 2 m powyżej powierzchni terenu.

Na niewielkich głębokościach zasilanie piętra trzeciorzędowego odbywa się pośrednio na drodze infiltracji przez przepuszczalne utwory czwartorzędu. Głębiej dominują wody reliktowe. Najczęściej piętro to jest dobrze izolowane od niżej zalegających poziomów karbońskich, jednak na obszarach wydobywania węgla kamiennego kopalnie mogą wyrobiskami drenować poziomy trzeciorzędowe (Rózkowski 1971a). Zwykle jednak strefę

drenażu piętra trzeciorzędowego stanowią doliny i pradoliny rzeczne, wcinające się głęboko w Płaskowyż Rybnicki.

Współczynnik filtracji osadów plicenu wynosi od $1,7 \cdot 10^{-5}$ do $7,2 \cdot 10^{-5}$ m/s. Współczynniki filtracji piasków miocেনskich wahają się od 10^{-8} do 10^{-6} m/s, a serii chemicznej miocenu od $4,5 \cdot 10^{-7}$ do $7,5 \cdot 10^{-5}$ m/s (Rózkowski et al., 1992). Dokumentacje hydrogeologiczne dziesięciu omawianych kopalń rejestrują współczynnik filtracji mieszczący się w szerokim przedziale od $2,18 \cdot 10^{-4}$ m/s w KWK „Borynia” do $1,8 \cdot 10^{-8}$ m/s w KWK „Zofiówka”. Współczynniki filtracji poziomu warstw dębowieckich wynoszą od $7,64 \cdot 10^{-8}$ do $5,95 \cdot 10^{-6}$, a wydatki jednostkowe wahają się od $3,6 \cdot 10^{-5}$ do $1,5$ m³/h na jeden metr depresji (Solik-Heliasz, 1986).

Mineralizacja wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych wynosi od 0,4 do ponad 150 g/l. Najwyższe jej wartości charakterystyczne są dla głębokich struktur wypełniających obniżenia morfologiczne w stropie karbonu, najniższe zaś dla obszarów kulminacji podłoża karbońskiego. Wysokie wartości suchej pozostałości związane są z anizotropią przepuszczalności osadów trzeciorzędowych oraz z występowaniem złóż soli kamiennej. Na obszarach górniczych omawianych kopalń najniższą mineralizację stwierdzono na obszarze KWK „Jankowice” – 0,224 g/l, najwyższą – ponad 33 g/l w KWK „Krupiński”

W zasięgu występowania utworów miocenu wydzielono dwie prowincje hydrochemiczne. Podział ten wynika z występowania serii osadów chemicznych w północnej części GZW. W prowincji północnej ze względu na serię chemiczną przeważają wody typu SO₄-Ca i SO₄-Na. Czasem obserwuje się wzrost zawartości jonów HCO₃⁻ (w strefie aktywnej wymiany wód), czy też Cl⁻ (w strefach utrudnionej wymiany i stagnacji). W południowej prowincji hydrochemicznej (bez osadów chemicznych) w strefie aktywnej wymiany dominują wody typu HCO₃-Na i HCO₃-Cl-Na, w strefie utrudnionej wymiany i stagnacji Cl-Na i Cl-Na-Ca. Na typ chemiczny wód podziemnych wpływa też większa miąższość osadów trzeciorzędowych w południowej prowincji (Rózkowski, 1971a,b).

4.3. Piętro wodonośne karbonu

Piętro wodonośne karbonu rozprzestrzenia się na całej powierzchni obszaru badań. Ma ono wielowarstwową budowę. Najbardziej wodonośny kompleks występuje w profilu krakowskiej serii piaskowcowej, obejmującej westfal C i D, który znajduje się na badanym obszarze tylko w rejonie KWK „Krupiński”. Wodonośne piaskowce warstw łaziskich mają tu swoje wychodnie. Zmierzony współczynnik filtracji w tym rejonie kształtował się na poziomie $1 \cdot 10^{-6}$ m/s. Niższą przepuszczalnością charakteryzują się piaskowce i mułowce warstw orzeskich występujące na niemal całym obszarze poza niecką jejkowicką. Współczynniki filtracji dla tych warstw wahają się od $3,84 \cdot 10^{-8}$ do $1 \cdot 10^{-5}$ m/s, przy czym najwyższe wartości notuje się w rejonie KWK „Chwałowice”

Drugi kompleks charakteryzujący się podwyższoną przepuszczalnością piaskowców obejmuje profil górnośląskiej serii piaskowcowej (namur B, C oraz dolne ogniwa wesfału A). Piaskowce tego kompleksu charakteryzuje współczynnik filtracji od $1 \cdot 10^{-9}$ do $1,3 \cdot 10^{-4}$ m/s oraz wydatek jednostkowy 0,06 – 3,72 m³/h na jeden metr depresji. Zarówno w warstwach

siodłowych, jak i rudzkich występuje od kilku do kilkunastu warstw piaskowców, miejscami zlepieńców, będących zbiornikami wód podziemnych. Charakterystyczna jest tu dwudzielność warstw rudzkich, których część górna ma gorsze parametry, natomiast dolna zdecydowanie lepsze. Z tego też powodu część górna warstw rudzkich oraz część warstw orzeskich została wydzielona jako warstwy załęskie (Kotas red., 1994).

Kompleksy wodonośne reprezentujące serię paraliczną (namur A) cechują się słabszą przepuszczalnością. W ich profilach obserwuje się przewagę ilowców i mułowców nad piaskowcami. Współczynniki filtracji warstw wodonośnych tych kompleksów kształtują się w zakresie od 10^{-8} do 10^{-5} m/s, a dopływy wód z tych warstw należą do niskich. Istotną cechą kompleksów wodonośnych karbonu jest spadek przepuszczalności warstw wodonośnych wraz z głębokością. Związane jest to ze wzrostem diagenety skał (Rózkowski, Wilk, 1982).

Na terenach eksploatacji górniczej, silnego zaangażowania tektonicznego oraz sedymentacyjnych wyklinowań obserwuje się więź hydrauliczną między warstwami wodonośnymi w kompleksach karbonu (Rózkowski, Wilk, 1982; Rózkowski et al., 1997a).

Zasilanie piętra karbonu następuje przez infiltrację opadów na wychodniach oraz przez przepuszczalne utwory nadkładu. Drugie ze zjawisk ma miejsce prawie wyłącznie na obszarze KWK "Rydułtowy", gdzie występują okna hydrogeologiczne. Możliwe jest tu zasilanie przez wody powierzchniowe. W warunkach naturalnych drenaż piętra karbońskiego odbywał się poprzez doliny rzeczne i strefy dyslokacji tektonicznych. Obecnie podstawę drenażu stanowią kopalnie węgla kamiennego. W części południowo-wschodniej badanego obszaru, gdzie nie prowadzi się eksploatacji, drenaż karbońskich poziomów wodonośnych jest ukryty. Przypuszczalnie przebiega on wzdłuż regionalnych stref dyslokacji.

Dopływy do kopalń są zróżnicowane, zależne od miąższości trzeciorzędowego nadkładu i budowy strukturalnej nadkładu oraz karbonu. W większości pochodzą ze szczytowania zasobów statycznych, maleją więc w miarę upływu czasu od rozcięcia złoża. W zachodniej części obszaru badań wynoszą one od kilku do kilkunastu m^3/min , najczęściej na obszarach występowania okien hydrogeologicznych w utworach nadkładu.

W kompleksie utworów karbonu produktywnego GZW, ogólna mineralizacja wód podziemnych waha się od 0,5 do 372 g/l w rejonie złoża soli rowu Zawady (Rózkowski, 2002). Najwyższą na badanym obszarze mineralizację wód w utworach karbonu stwierdzono w KWK „Marcel”; wynosiła ona 284 g/l. Wody o niższej mineralizacji charakterystyczne są dla stref aktywnej wymiany wód; wyższa mineralizacja cechuje wody strefy mieszania i stagnujące. Dominującym typem wody jest Cl-Na, rzadziej Cl-Na-Ca. W strefie aktywnej wymiany pojawiają się wody typu $HCO_3-SO_4-Ca-Mg$, $HCO_3-Cl-Na$ (Rózkowski, Chmura, 1996a), jednakże udział wodorowęglanów szybko maleje wraz z głębokością. Siarczany pojawiają się rzadko i prawie wyłącznie w płytszych poziomach. Wody podziemne w izolowanych utworach karbonu produktywnego to zwykle reliktywne solanki o znacznej twardości, często z dużym udziałem bromu, jodu, radonu lub innych mikroskładników.

Wśród badaczy czeskich poglądy na temat zawadnienia utworów karbonu są podzielone. Istnieją opinie o synsedymentacyjnym pochodzeniu wód podziemnych w tych utworach albo też ich genezę wiąże się z infiltracją wód z utworów pokrywowych wzdłuż aktywnych hydraulicznie rozłamów. Z punktu widzenia hydrochemicznego są to wody typu Cl-Na o

mineralizacji 82–172 g/l. Ich dopływy do wyrobisk przebiegają zgodnie z równaniem Boussinesqua: $Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha z}$, przy $0,09 < \alpha < 0,3$ oraz Q_0 od 0,1 do 30 l/s (Grmela, 1997).

Współczynniki filtracji nienaruszonych warstw karbonu wynoszą od 10^{-12} do 10^{-8} m/s, a dla naruszonych eksploatacją i spękaniami od 10^{-8} do 10^{-6} m/s. Współczynniki filtracji tzw. płaszcza zwietrzelinowego karbonu sięgają natomiast rzędu 10^{-5} m/s (Kačura, Mysliil, 1980).

4.4. Paleohydrogeologia i skład izotopowy wód podziemnych

Paleohydrogeologia

Problematyka paleohydrogeologicznego rozwoju Górnośląskiego Zagłębia Węglowego podjęta przez Pałysa (1966, 1971) była rozwijana przez Rózkowskiego (2003), Rózkowskiego i Przewłockiego (1987), Rózkowskiego, Rudzińską i Bukowego (1979) oraz Vu Ngoc-Ky (1973). Weryfikacja rezultatów analizy paleohydrogeologicznej i rozwinięcie wiedzy na ten temat jest wynikiem zastosowania badań hydrogeochemicznych (w tym izotopowych) (m. in. Rózkowski, Przewłocki, 1987; Zuber, Pluta, 1989; Rózkowski, 1995, 2003; Pluta, Zuber, 1995). Zgodnie z poglądami przedstawionymi w pracach Rózkowskiego, Rudzińskiej i Bukowego (1979) oraz Rózkowskiego i Rudzińskiej-Zapaśnik (1983a, b) historię rozwoju basenu sedymentacyjnego GZW podzielono na 7 cykli hydrogeologicznych (tab. 4.4).

Wymienieni autorzy podkreślają rolę permsko-triasowego etapu infiltracyjnego w formowaniu się solanek głębokich poziomów wodonośnych karbonu, przyjmując równocześnie możliwość formowania grawitacyjnych systemów przepływu także w młodszych etapach infiltracyjnych. Szczególne znaczenie mają etapy infiltracyjne liasu i starszego trzeciorzędu, kiedy to możliwa była częściowa wymiana lub mieszanie starszych wód w stropowych ogniwach karbonu i tworzenie się młodszych wód paleoinfiltracyjnych. Możliwość ukształtowania się regionalnego systemu przepływu sięgającego głębokości około 1 km, po fałdowaniach alpejskich potwierdzają wyniki badań Oszczyпки (1981). Zasięg współczesnego infiltracyjnego systemu przepływu oszacowano na około 350 m, przy czym w subregionie I (poza obszarem analizowanym w niniejszej pracy) jest on pogłębiony do 800 m (Rózkowski 1995, 1999).

W stropowych ogniwach karbonu produktywnego występują współczesne wody infiltracyjne lub relatywnie młode wody paleoinfiltracyjne oraz wody mieszane. Głębiej napotymane są wody paleoinfiltracyjne, pochodzące z permskiego i dolnotriasowego etapu infiltracyjnego. Głębokość zasięgu różnowiekowych wód paleoinfiltracyjnych jest zróżnicowana (Rózkowski (red.), 2004).

Tabela 4.4
Paleohydrogeologiczny rozwój zapadliska górnoląskiego (wg Rózkowski (red.), 2004)

Cykl hydrogeologiczny	Etap cyklu hydrogeologicznego	Wiek geologiczny	Przypuszczalne warunki paleogeograficzne	Przypuszczalne warunki paleohydrogeologiczne
I	sedymenacyjny	kambryj	transgresja	powstają osady przesycone słonymi wodami sedymenacyjnymi
	infiltracyjny	ordowik	okres lądowy	intensywna infiltracja wód opadowych i wypieranie solanek
II	sedymenacyjny	sylur dolny, sylur środkowy	transgresja	tworzenie się wód sedymenacyjnych
	infiltracyjny	sylur górny, dewon dolny	okres lądowy, duże deniwelacje, silna erozja i denudacja	intensywna infiltracja wód opadowych; wypieranie wód sedymenacyjnych z utworów podłoża
III	sedymenacyjny	dewon środkowy, dewon górny, karbon dolny	transgresja obejmująca obszar całego zagłębia, lokalnie regresja przed górnym wizenem	w nowych osadach powstanie wód sedymenacyjnych i nieznaczne wysłodzenie wód na obrzeżeniach niecki głównej przed górnym wizenem
	sedymenacyjny	karbon górny (produktywne)	sedymentacja paraliczna i limniczna	powstawanie brakicznych i słodkich wód sedymenacyjnych
	infiltracyjny	karbon górny, perm, trias dolny	okres lądowy, znaczne zróżnicowanie hipsometryczne, klimat gorący i suchy, z okresowymi obfitymi opadami, bardzo silna erozja i denudacja, peneplenizacja	intensywna infiltracja wód opadowych i wypieranie wód sedymenacyjnych z karbonu
IV	sedymenacyjny	trias dolny, trias środkowy, częściowo górny	transgresja na całym obszarze zagłębia, klimat suchy	powstawanie wód sedymenacyjnych
	infiltracyjny	najwyższy trias, jura dolna	okres lądowy, erozja aktywna, klimat wilgotny	intensywna infiltracja wód opadowych i wypieranie solanek
V	sedymenacyjny	jura środkowa i jura górna	transgresja obejmująca większą część zagłębia	powstawanie wód sedymenacyjnych w nowych osadach
	infiltracyjny	kreda dolna	okres lądowy, przypuszczalnie mało aktywna erozja	słaba infiltracja
VI	sedymenacyjny	kreda górna	krótkotrwała transgresja	powstawanie słonych wód sedymenacyjnych
	infiltracyjny	trzeciorzęd (paleogen oraz dolny i środkowy miocen)	okres lądowy, klimat suchy, silna erozja i denudacja na południu zagłębia	infiltracja słodkich wód powierzchniowych, wypieranie wód paleoinfiltracyjnych z utworów karbonu
VII	sedymenacyjny	trzeciorzęd (dolny i górny torton)	transgresja	powstawanie słonych wód sedymenacyjnych
	infiltracyjny	trzeciorzęd (sarmat i pliocen) i czwartorzęd	okres lądowy, intensywna erozja i denudacja	infiltracja słodkich wód powierzchniowych i wysładzanie wód w starszych utworach

Skład izotopowy wód podziemnych

Początkowe badania składu izotopowego wód podziemnych w GZW wykazały ich zróżnicowanie (Rózkowski, Przewłocki, 1974; 1987). Przyjmowano, iż mogą one charakteryzować się pochodzeniem infiltracyjnym i paleoinfiltracyjnym, nie wykluczano także istnienia solanek pochodzących z kompaktacji osadów i dehydratacji serii ilastych. Solanki obecne w piaszczystych wklądkach ilastego kompleksu trzeciorzędowego zaliczono do trzeciorzędowych wód synsedymenacyjnych (tab. 4.5). Badania Zuber i Pluty (1989), a następnie Pluty i Zuber (1995) pozwoliły na uszczegółowienie klasyfikacji genetycznej wód podziemnych zapadliska, obejmującej synsedymenacyjne wody trzeciorzędowe, infiltracyjne i trzeciorzędowo-czwartorzędowe wody ostatniego etapu infiltracyjnego, paleoinfiltracyjne wody etapów pomiędzy permem a sarmatem, wody mieszane, najstarsze wody paleoinfiltracyjne permskiego etapu infiltracyjnego. Wody VII etapu infiltracyjnego

(trzeciorzędowo-czwartorzędowego), które powstawały w warunkach ciepłego klimatu, charakteryzują się zróżnicowanymi wartościami izotopów trwałych (tab. 4.5); ich sucha pozostałość sięga 101 g/l; były one stwierdzane do głębokości 500 m. Paleoinfiltracyjne solanki pochodzące z etapów infiltracyjnych ciepłych klimatów (późniejsze od permu a wcześniejsze od trzeciorzędu) cechuje sucha pozostałość od 103 do 160,8 g/l. Występują one na różnych głębokościach, zawsze powyżej strefy wód etapu III.

Według Pluty i Zuber (1995) najstarsze pogrzebane paleoinfiltracyjne solanki permskiego etapu infiltracyjnego (etap III) charakteryzują się zwykle suchą pozostałością powyżej 100 g/l. Występują one w utworach karbonu, dewonu i kambryj. Wśród wód podziemnych GZW stwierdzane są także wody mieszane o suchej pozostałości od 45,8 do 96,4 g/l i wartościach $\delta^{18}\text{O}$ od $-9,4$ do $-5,2\text{‰}$ i $\delta^2\text{H}$ od $27,0$ do $-68,0\text{‰}$ (Pluta, Zuber, 1995). Należą do nich wody czwartorzędowe zmieszane z paleoinfiltracyjnymi wodami starszego trzeciorzędu; wody czwartorzędowe zmieszane z paleoinfiltracyjnymi wodami permu; paleoinfiltracyjne wody trzeciorzędowe zmieszane z paleoinfiltracyjnymi solankami permu.

Tabela 4.5
Zakresy wartości izotopów trwałych w wodach GZW

Cykl infiltracyjny, wiek wód	Rózkowski (red.), 2004		Pluta, 2005	
	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]
Infiltracja plejstocenska i holocenska	$-12,1 \div -9,1$	$-78,0 \div -67,9$	$-10,3 \div -9,7$	$-74,0 \div -65,0$
VII	$-8,0 \div -5,7$	$-54,0 \div -44,0$	$-9,1 \div -5,2$	$-64,0 \div -44,0$
VI			$-7,5 \div -6,7$	$-54,0 \div -46,0$
V	$-4,0 \div -1,8$	$-36,0 \div -19,0$		
IV			$-4,7 \div -3,1$	$-36,0 \div -27,0$
III	$-2,9 \div -0,9$	$-28,0 \div -12,0$	$-2,9 \div -0,8$	$-28,0 \div -12,0$
Synsedymenacyjne w utworach trzeciorzędu	$-0,4 \div +0,3$	$-4,0 \div -1,0$	$+0,0 \div +0,3$	$-7,0 \div +2,9$

Wody ostatniego etapu infiltracyjnego występują w osadach mezozoiku i kenozoiku; w zasięgu okien hydrogeologicznych na analizowanym obszarze występować mogą także w utworach karbonu. Najstarsze solanki infiltracyjne obecne są na terenie całego zagłębia, na dużych głębokościach. Wody mieszane w utworach karbonu stwierdzane są zwłaszcza w obszarach górniczych, natomiast wody synsedymenacyjne w utworach trzeciorzędowych obecne są jedynie w obrębie trzeciorzędowych struktur zapadliskowych. Panuje pogląd, iż głównym czynnikiem zmieniającym naturalny skład izotopowy wód podziemnych na terenie GZW jest działalność górnicza. Umożliwia ona mieszanie się wód podziemnych pochodzących ze starszych etapów infiltracyjnych z wodami przesiąkającymi z wyżejległych poziomów wodonośnych oraz wodami technologicznymi, rozumianymi jako wody z rurociągów przeciwpożarowych, stosowane w hydrotransporte podsadzki, odcieki

z odpadów lokowanych w wyrobiskach etc. Strefy mieszania i strefy wód pogrzebanych mogą występować na jednakowej głębokości w rezultacie eksploatacji złoża na podobnych poziomach eksploatacyjnych w różnym czasie (Róźkowski, (red.), 2004).

5. METODYKA PRAC

Na potrzeby niniejszego opracowania wykorzystano dane archiwalne na temat warunków hydrogeologicznych w obszarach górniczych kopalń, informacje dotyczące wielkości dopływów wód do wyrobisk górniczych, opracowania kartograficzne oraz analizy chemiczne wód dopływających do wyrobisk. Selekcji analiz dokonano obliczając błędy bilansu jonowego i wskaźniki hydrochemiczne; wspomagająco stosowano także metody statystyczne, w tym analizę skupień. Po wykluczeniu analiz błędnych lub zawierających niepełne lub wątpliwe informacje w bazie pozostawiono 2379 analiz wód z kopalń polskich. Baza analiz wód pochodzących z części czeskiej GZW obejmowała 930 rekordów odnoszących się do wód z utworów gruboklastycznych dolnego badenu (warstw dębowieckich) i 797 rekordów opisujących chemizm wód kopalnianych.

Po rozważeniu na podstawie materiałów archiwalnych, stabilności dopływów i ich reprezentatywności w odniesieniu do warunków hydrogeologicznych wybrano lokalizacje poboru materiału do analiz. Próbkę pobierano z wypływów i wykropleń w wyrobiskach kopalń oraz z dołowych otworów wiertniczych i ujęć wód leczniczych (rys. 5.1). Rezultaty przeprowadzonych oznaczeń składu chemicznego wód zamieszczono w załączniku 3.

5.1. Pobór i przygotowanie próbek wód, oznaczenia terenowe i laboratoryjne

Analizy składu chemicznego

Próbki do oznaczeń składników głównych i metali ciężkich pobierano do naczyń polietylenowych o objętościach odpowiednio 1 i 0,1 dm³. Naczynia te (firmy MAGA - Gliwice) były myte roztworem 1M HCl, wypełniane roztworem 1: 50 HNO₃ cz. d. a. na 24 godziny, następnie płukane wodą destylowaną. Bezpośrednio przed poborem naczynia przepłukiwano pobieraną wodą. Wody pobierano z wycieków i wykropleń albo w dostępnych miejscach usytuowanych na trasie rurociągu (w przypadku wód zbiorczych). Tam, gdzie było to możliwe, próbki pobierano za pośrednictwem rurki polietylenowej (firmy Ejkelkamp), za pomocą ręcznej pompki perystaltycznej (Grundfoss). Podczas poboru - metodą „on line” - w naczyniu przepływowym mierzono temperaturę, pH i Eh wody oraz w zestawie filtracyjnym (Ejkelkamp) filtrowano próbkę przez membranę filtracyjną jednorazowego użytku (Gelman Sciences), o średnicy porów 0,45 μm. Próbki przeznaczone do oznaczeń metali ciężkich zakwaszono stężonym HNO₃ w proporcji 1 cm³ kwasu na 100 ml próbki. Oznaczenia wykonywano w Laboratorium Instytutu Inżynierii Wody i Ścieków Wydziału Inżynierii Środowiska i Energetyki Politechniki Śląskiej, przed upływem 8 godzin od momentu pobrania próbki. Zastosowane metody analityczne wybrano opierając się na literaturze (Cygański, 1995; Dojlido, 1995; Dojlido, Zerbe, 1997, Fresenius et al., 1988; Witczak, Adamczyk, 1995). Badania wybranych parametrów fizykochemicznych wód przeprowadzono

podczas pobierania próbek w terenie, zgodnie z zalecanymi procedurami (Witczak, Adamczyk, 1995).

In situ wykonywano pomiary następujących parametrów wód:

- temperatury - termometrem rtęciowym przez zanurzenie w strumieniu wody lub naczyniu przepływowym (PN-77/C-04584),

- przewodności elektrolitycznej właściwej, odczynu pH, oraz potencjału Eh - metodami elektrometrycznymi (elektrody Eurosens - Gliwice; mierniki firmy Elmetron - Zabrze), w naczyniu przepływowym,

- zasadowości - metodą miareczkowania wobec wskaźnika Coopera-Mortimera (PN-90/C-04540/03).

Laboratoryjnie oznaczano:

- suchą pozostałość - metodą wagową (PN-78/C-04541),

- chlorki - metodą argentometryczną (PN-75/C-04617/02),

- siarczany - metodą wagową (PN-74/C-04566/09),

- azotany, azotyny, Br, F - przy użyciu chromatografii jonowej,

- Al, As, B, Ba, Ca, Co, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P(PO₄), Se, Sr, Zn - metodą absorbcyjnej spektrofotometrii atomowej (AAS),

- Be, Li, Si - metodą atomowej emisyjnej spektrometrii o wzbudzeniu plazmowym (ICP),

- zawartość jodu oznaczano przy zastosowaniu jodkowej elektrody jonoselektywnej.

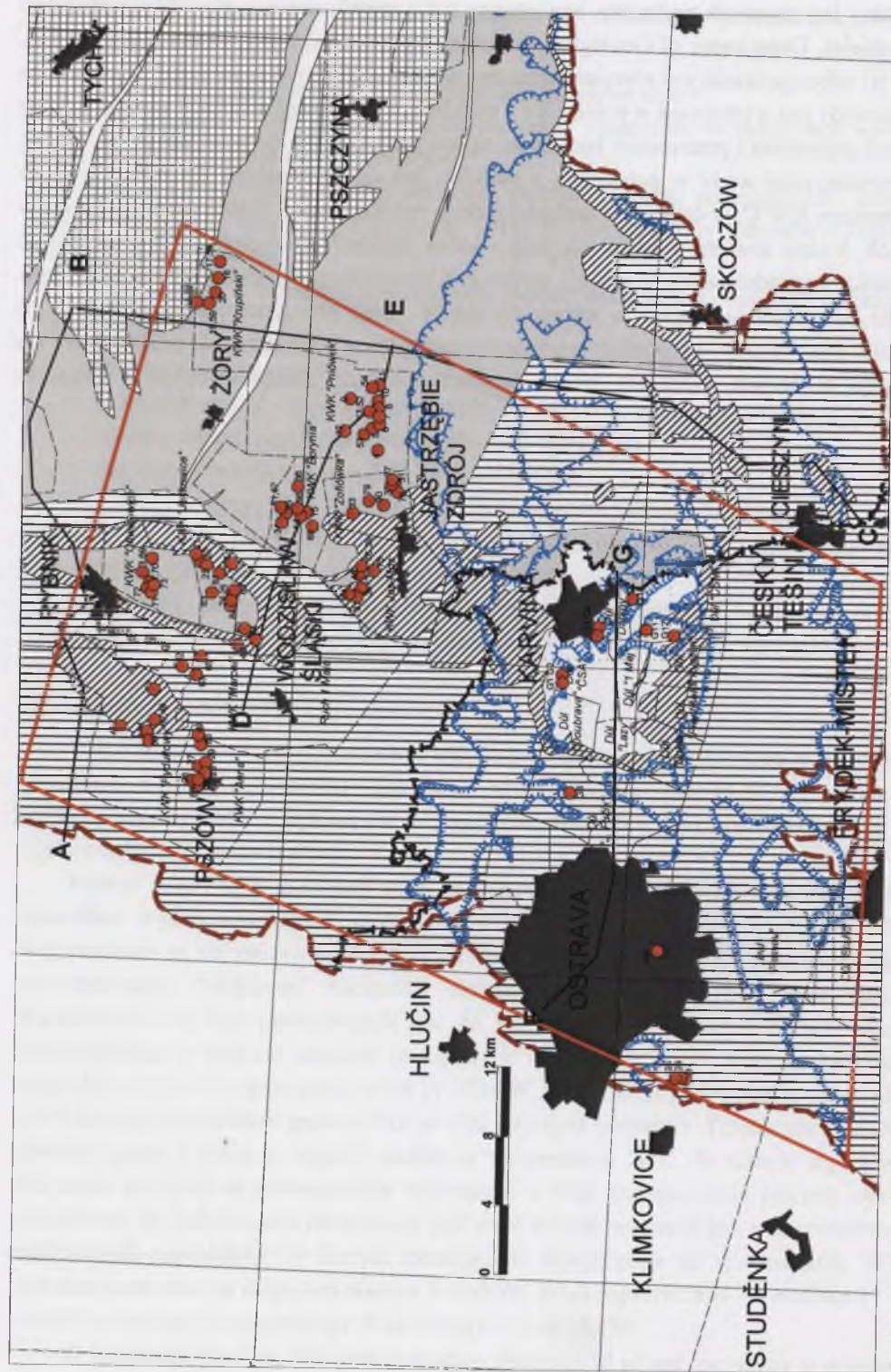
Analizy składu izotopowego

Skład izotopowy wód pobranych w trakcie prac terenowych oznaczono w laboratorium Wydziału Fizyki i Techniki Jądrowej AGH. Poniżej przedstawiono technologię przygotowania próbek i wykonywania pomiarów. Wszystkie pomiary wykonywane były spektrometrem Finnigan Delta-S.

Pomiar delta ¹⁸O w próbkach wody wykonywany jest na gazowym dwutlenku węgla uprzednio wyekwilibrowanym izotopowo z wodą. próbki wody o objętości 2 ml wprowadzane są do naczyń o objętości ok. 13,5 ml i podłączane do automatycznej linii ekwilibracyjnej "Multiprep" (Scientific Solutions Ltd., Lower Hutt, New Zealand). Każdorazowo do linii podłączanych jest 16 badanych próbek oraz 4 próbki standardu wewnętrznego, o znanym składzie izotopowym, określonym przez pomiary kalibracyjne względem wzorców międzynarodowych (V-SMOW, SLAP, GISP). Do naczyń wprowadzany jest i usuwany dwukrotnie gazowy CO₂ w celu usunięcia powietrza. Trzecia porcja CO₂ jest ekwilibrowana z wodą w ciągu 2 godzin w temperaturze 28°C. W trakcie tego procesu wszystkie naczynia są automatycznie wytrząsane w celu przyspieszenia procesu wymiany izotopowej. Po zakończeniu ekwilibracji gaz z próbek wodnych jest transportowany do oddzielnych pojemników, w których oczekuje na wpuszczenie do spektrometru. Wyniki pomiaru podawane są względem wzorca V-SMOW. Błąd pojedynczego oznaczenia δ ¹⁸O w wodzie tą metodą (uwzględniający preparatykę) wynosi ±0,1‰.

W przypadku pomiaru δ²H próbka wody o objętości 10 μl jest zamykana w pojemniku, zamrażana w temperaturze ciekłego azotu i odpompowywana. Równoległe na linii próżniowej

dołączany jest pojemnik reakcyjny, zawierający 0,3 g metalicznego cynku (Biogeochemical Laboratories, Department of Geological Sciences, Indiana University, Bloomington, USA), który po odpompowaniu jest również zmrażany do temperatury ciekłego azotu. Rozmrożona próbka wody jest wymrażana w pojemniku z cynkiem. Aby uniknąć adsorpcji pary wodnej na ścianach pojemnika i przewodach łączących, są one podgrzewane do temperatury ok. 200°C. Po zebraniu całej wody w pojemniku z cynkiem jest on przenoszony do pieca, gdzie w temperaturze 520°C, w czasie 2 h zachodzi reakcja redukcji wody. próbki preparowane są w grupach. Każda zawiera 5 badanych wód i jeden standard wewnętrzny. Po wystudzeniu pojemnika wyprodukowany w reakcji wodór jest wpuszczany do spektrometru masowego. Wyniki podawane są względem wzorca V-SMOW. Błąd pojedynczego oznaczenia δ ²H wynosi ± 1‰. Tego typu procedura ma uzasadnienie tylko w odniesieniu do próbek, które nie zawierają w dużych stężeniach jonów dwuwartościowych. Zastosowano ją z uwagi na dominację mineralizacji Na-Cl.



Rys. 5.1. Punkty opróbowania wód podziemnych w analizowanej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (objaśnienia jak do rys. 3.1.)
 Fig. 5.1. Sampling points in the analyzed part of the Upper Silesian Coal Basin (explanations as in Fig. 3.1.)

5.2. Obliczenia statystyczne

Wnioskowanie na podstawie procedur statystycznych, zastosowanych wobec licznych populacji danych, obejmujących chemizm wód oraz często parametry ośrodka wodonośnego (litologię, parametry petrofizyczne) lub współrzędne miejsca pobrania próbki, należy do efektywnych technik interpretacji hydrochemicznej. Szczególnie przydatne okazują się coraz częściej stosowane statystyki wielowymiarowe (multivariate statistics) (m.in. Drever, 1997). Definiowane za ich pomocą zależności statystyczne (pomiędzy zmiennymi: parametrami wód i ośrodka lub próbkami) nie zawsze odzwierciedlają pojedyncze zjawiska hydrochemiczne. Stanowią one jednak solidną podstawę do wniosków na temat procesów formowania składu badanych wód.

Techniki statystycznego grupowania

Techniki statystyczne, przez zmniejszenie liczby zmiennych, pozwalają m.in. na redukcję liczby wymiarów „przestrzeni wnioskowania” (np.: analiza czynnikowa, analiza składowych głównych). Metody klasyfikowania pozwalają natomiast na jej ograniczenie, dostarczając możliwości grupowania przypadków (np.: analiza skupień).

Analiza skupień (Tryon, 1939) to określenie dla zespołu metod umożliwiających zaliczenie próbek do populacji (np. grup wód) o wymowie czytelnej zarówno w kontekście przyrodniczym, jak i statystycznym, znajduje od dawna zastosowanie w hydrogeologii (m.in. Williams, 1982; Farnham et al., 2000; Labus, Grmela, 2004b). Wymaganiem wobec analizowanych danych jest normalność rozkładów badanych zmiennych oraz równość ich wariancji. Przypisanie równych lub przynajmniej porównywalnych wag analizowanym zmiennym może wymagać uprzedniej transformacji logarytmicznej i standaryzacji danych, zgodnie z formułą:

$$z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s}, \quad (5.1)$$

gdzie z_i – wartość standaryzowana zmiennej x w i -tej próbce; \bar{x} – średnia arytmetyczna, s – odchylenie standardowe. W przeciwnym przypadku zmienna o największej wariancji będzie miała decydujący wpływ na rezultaty analizy. Jest to wielce istotne, gdyż rzadko kiedy na podstawie jednego tylko parametru możliwe jest przeprowadzenie precyzyjnej i jednoznacznej klasyfikacji hydrochemicznej wód. Trzeba podkreślić, iż w przypadku analizy skupień (także i w wielu innych technikach statystycznych) należy w miarę możliwości unikać analizowania zestawów zawierających zmienne, które w oczywisty sposób są ze sobą powiązane, tak jak np.: TDS z PEW, twardość ze stężeniami jonów Ca^{2+} i Mg^{2+} , a w niektórych przypadkach nawet Zn i Cd (w wodach śląsko-krakowskich złóż rud cynkowo-olowiowych). Do najczęściej stosowanych algorytmów analizy skupień należą metoda aglomeracji (hierarchical cluster analysis – HCA) oraz metoda K-średnich (K-means cluster analysis – KCA). W przypadku zagadnień hydrochemicznych pozwalają one na klasyfikowanie próbek wód na podstawie podobieństw (różnic) pomiędzy nimi.

Metoda aglomeracji pozwala na wykrycie hierarchicznej struktury danych na podstawie kryterium odległości pomiędzy danymi (próbkami wód) w przestrzeni wielowymiarowej

(zmiennych – parametrów wód). Pośród wielu miar określania odległości często stosowana jest odległość euklidesowa, odpowiadająca odległości geometrycznej w przestrzeni wielowymiarowej. Podobieństwa (odległości) pomiędzy grupami obiektów (próbek), czyli już pomiędzy ich parami, określane są za pomocą metod wiązania. Metodą zaliczaną do najbardziej skutecznych jest metoda Warda oparta na postulatcie minimalizacji sumy kwadratów dowolnych dwóch skupień, możliwych do utworzenia na każdym z etapów aglomeracji.

W tej pracy procedurę aglomeracji oparto na wyznaczeniu odległości euklidesowych i metodzie Warda – przeprowadzone próby wykazały, iż pozwala ona na wydzielenie najbardziej wyraźnych grup wód lub ich zespołów w sposób graficznie zbliżony do drzewa genealogicznego, co stanowiło zaletę metody. Określenie ostatecznej liczby grup klasyfikacyjnych odbywało się w sposób na wpół subiektywny, przez wybór minimalnej odległości wiązania pomiędzy wyróżnianymi grupami próbek. Procedura ta (specyficzna dla metody aglomeracji) polega w praktyce na odnalezieniu odgałęzień dendrogramu przecinanych przez odcinek (phenon line) odpowiadający wybranej odległości wiązania. W rezultacie zastosowania metody aglomeracji określono możliwą liczbę skupień próbek analizowanych wód.

Metoda K-średnich (KCA) została wykorzystana do zaklasyfikowania próbek wód do określonej uprzednio (za pomocą metody aglomeracji) liczby grup. Efektem zastosowania KMC było uzyskanie K skupień, maksymalnie różniących się od siebie, a przy tym najmniej wewnątrznie zróżnicowanych (idea obliczeń porównywana bywa z odwróceniem metody analizy wariancji – ANOVA (StatSoft, Inc., 1997)). Wyniki tego etapu analizy mogły zostać przedstawione graficznie w postaci wykresów średnich wartości zmiennych (parametrów) w kolejnych, wydzielonych grupach wód.

W praktyce okazuje się, że wzajemne zależności pomiędzy zmiennymi, za pomocą których odzwierciedlane są systemy hydrochemiczne, są zbyt skomplikowane, aby sprowadzać je do uproszczonych modeli graficznych lub statystycznych. Ponadto, zmienność wartości fizykochemicznych parametrów analizowanych środowisk jest najczęściej ciągła. Nie charakteryzują jej gwałtowne zmiany, zawodzą wówczas konwencjonalne metody analizy skupień (grupowania statystycznego). Uzyskane tymi metodami skupienia pokrywają się, nie dostarczając oczekiwanej informacji o naturze badanych środowisk hydrochemicznych (Güler et al., 2002). W takich przypadkach optymalną metodą grupowania i modelowania statystycznego mogą okazać się procedury oparte na logice rozmytej „fuzzy logic”, których zastosowanie do procedur K-średnich opiera się na algorytmie opracowanym przez Bezdek (1981). Zaletą tych procedur polega na tym, że nie grupują one obiektów wedle ostro zarysowanych granic (tak jak w logice zero–jedynkowej: klas obiektów białych albo obiektów czarnych) (np.: Zadeh, 1965). Logika rozmyta dopuszcza istnienie obiektów, których przynależność do danej klasy można określić liczbą z przedziału (0; 1), która sumuje się do jedności z liczbami określającymi przynależności do pozostałych klas. W niniejszej pracy posłużono się zasadą określaną jako rozmyte K-średnich (deGrujijter, McBratney, 1988). Polega ona na minimalizacji sum błędów kwadratowych pomiędzy wyróżnianymi klasami. W rezultacie sklasyfikowane próbki mogą należeć w x% do danej grupy

klasyfikacyjnej i w (100-x)% do pozostałych grup. Oznacza to, iż dana próbka wody może zostać zaliczona częściowo do danej grupy (np. facji hydrochemicznej), a w pozostałej części do innych grup. Im wyższa wartość przynależności danej próbki do konkretnej grupy, tym większe jej podobieństwo do pozostałych reprezentantów tejże grupy. Jedną z modyfikacji opisywanej metody jest algorytm zwany fuzzy K-means with extragrades (rozmyte K-średnich z nadklasyfikacjami). Jego zaletą jest możliwość identyfikowania obiektów (próbek wód), które nie przystają do żadnej z wydzielonych grup i zaliczania ich do dodatkowej grupy obserwacji nietypowych (outliers) (deGrujijter, McBratney, 1988).

W obliczeniach prowadzonych na potrzeby tej pracy wykorzystano program FuzME (Minasny, McBratney, 2002). Sposób prowadzenia obliczeń był następujący:

- za pomocą metody aglomeracji (metoda wiązania Warda, odległości Euklidesowe) wyróżniano liczbę skupień - n, do których zaliczone mogą zostać próbki;

- klasyfikacji dokonywano metodą rozmytych K-średnich dla liczby skupień $K \in \langle n-3; n+3 \rangle$ przy odległościach Euklidesowych;

- wartość parametru f oznaczanego jako wykładnik rozmycia (fuzziness exponent) przyjęto empirycznie: $f \in \langle 1,5; 2,0 \rangle$; dla $f = 1$ dana próbka zaliczana jest do jednego tylko skupienia (klasy); dla $f > 1$ próbce przydzielany jest częściowy udział w więcej niż jednej tylko klasie – klasyfikacja ma wówczas charakter rozmyty.

Techniki czynnikowe

Czynnikowe techniki analityczne są przydatnym narzędziem opracowywania obszernych populacji danych hydrochemicznych, których zmiennymi są parametry fizykochemiczne wód (Macioszczyk, 1975). Podstawowe zastosowania analizy czynnikowej to redukcja liczby zmiennych oraz wykrywanie struktury w związkach pomiędzy zmiennymi. Pierwsze z zastosowań, dzięki możliwości wykrywania silnie ze sobą skorelowanych par lub grup zmiennych, pozwala ograniczyć zestaw interpretowanych dalej cech, wyłącznie do reprezentantów tych par lub grup. Wykrywanie struktury związków pomiędzy cechami polega na określaniu powiązań korelacyjnych istniejących pomiędzy nimi i grupowaniu skojarzonych ze sobą cech w zespoły - czynniki. Procedura ta polega na wydzieleniu z populacji danych charakteryzujących ośrodek (np. zbiornik wód podziemnych) - grup substancji, których stężenia są ze sobą dobrze skorelowane w możliwie wielu próbach. Innymi słowy: identyfikowane są grupy substancji, których zmiany stężeń są ze sobą związane. Grupy takie, wyodrębnione z macierzy korelacji, określane są jako czynniki, opisujące zmienność populacji analiz. Każdy z czynników jest interpretowany jako źródło dostawy pewnego zestawu substancji do badanego ośrodka lub jako inny proces regulujący ich stężenia. Analizowany zbiór danych może być uzupełniony także o inne parametry wód, takie jak np.: pH, Eh, temperaturę, a w przypadku wód powierzchniowych także o wielkość przepływu (Labus, 1999; Labus, Siwek, 2003). Związki pomiędzy czynnikami a zmiennością wspomnianych parametrów oraz stężeń badanych substancji wyrażone są przez współczynniki korelacji - tzw. ładunki czynnikowe. Na przykład, obecny w jednym z czynników silny, ujemny ładunek dla miana Coli oraz wysoki dodatni dla chromu mogą

oznaczać, iż metal ten związany jest z odprowadzaniem nieoczyszczonych ścieków bytowych. W przypadku idealnym każdy z czynników charakteryzuje ogniska zanieczyszczeń określonego typu (komunalne, odcieki ze składowisk etc.). Wadę analizy czynnikowej stanowi potencjalna trudność w rozróżnieniu ognisk zanieczyszczeń, charakteryzujących się podobnym zestawem (profilem) substancji (Liszkowska, 1995; Olmez et al., 1994). Opisywana metoda nie wymaga uprzedniego określenia ilości czynników - ognisk zanieczyszczeń ani sprecyzowania zestawów pochodzących z nich substancji. Natomiast konieczna jest umiejętność przypisania wyinterpretowanym czynnikom ich antropogenicznych bądź geogenicznych źródeł. Analiza czynnikowa pozwala zarówno na oszacowanie procentowego udziału kolejnych czynników w kształtowaniu zmienności poszczególnych cech (stężeń i parametrów), jak i zmienności całej populacji danych. Wyodrębnione czynniki nie opisują jednak całej zmienności populacji lub wybranej cechy. Pozostała jej część może zostać przypisana czynnikom i zjawiskom niemożliwym do uwzględnienia (ze względu na ograniczone spektrum analizowanych parametrów) przy przyjętym sposobie interpretacji.

Obliczeń dokonano metodą czynników głównych. Uzyskane macierze korelacji badanych cech poddano rotacji (varimax znormalizowanej) w celu wyodrębnienia czynników opisujących maksymalny zasób wariancji zbioru danych. Pozwoliło to na uzyskanie czynników optymalnych do interpretacji. Liczbę czynników dobierano tak, aby każdy z nich wyjaśniał wariancję co najmniej jednej zmiennej - kryterium Kaisera (Labus, Siwek, 2001).

Rezultaty obliczeń obejmowały: macierze korelacji badanych cech i ich podstawowe parametry statystyczne, macierze ładunków czynnikowych cech w obrębie kolejnych czynników oraz procentowy udział czynników w kształtowaniu zmienności kolejnych cech oraz zmienności populacji ogólnej. Interpretację czynników prowadzono opierając się na cechach (zmiennych), których ładunki czynnikowe charakteryzowały się wartością bezwzględną większą od 0,5.

5.3. Analiza danych złożonych

Metody analizy danych złożonych - ADZ (ang. CDA - Compositional Data Analysis) tworzą zespół procedur, po raz pierwszy przedstawiony w pracy Aitchisona (1986). Metody te pozwalają uzyskać wgląd w naturę relacji pomiędzy zmiennymi oraz ułatwiają interpretację trendów tych relacji. Dane złożone (DZ) można przedstawić jako macierz wektorów (kompozycji) typu:

$$x_1 + \dots + x_D = 1 \quad (5.2)$$

Formuła ta oznacza w terminologii CDA kompozycję x o D składnikach i sumie 1 (jednostkowej). W rezultacie składniki powyższego równania nie są od siebie niezależne (constrained – związane), gdyż ich suma jest stała; o danych tego typu można mówić, że są „zamknięte”.

Każdy z wektorów (kompozycji o nieujemnych elementach x_1, \dots, x_D) reprezentuje udział poszczególnych cech (zmiennych), opisujących dany obiekt (próbkę). Dane hydrogeologiczne można niejednokrotnie zdefiniować jako złożone, co w sensie ADZ oznacza, iż stanowią one

populacje przypadków, których wartości zmiennych sumują się do 100% (lub 1), np.: procentowe udziały jonów w próbkach wód podziemnych albo udziały wód różniących się genetycznie w wodach mieszanych.

Informacja zawarta w wektorach jest związana ze względną (a nie absolutną) zawartością składnika, zatem problemy kompozycyjne mogą być wyrażane w formie proporcji. Transformacja przestrzeni wektorów kompozycyjnych - simpleks - w rzeczywistość przestrzeń euklidesową może być dokonywana poprzez zespół transformacji logarytmicznych (Aitchison, 2003a). Charakterystyczne cechy zbioru danych złożonych (Compositional Data) są następujące (Reyment, Savazzi, 1999):

- zestaw danych złożonych (próbki reprezentujące populację) można przedstawić w formie macierzy,
- każdy rząd macierzy danych odnosi się do pojedynczej próbki (np. wody),
- kolumny macierzy danych przedstawiają pojedyncze składniki, np. jony,
- każdy składnik macierzy jest nieujemny,
- rzędy macierzy sumują się do 1 (np. proporcje) lub do 100 (np. udział procentowy).
- współczynnik korelacji pomiędzy składnikami zmienia się, jeśli jedną ze zmiennych usuniemy z macierzy i ponownie zsumujemy rzędy do 100 (operacja subkompozycji); podobny efekt wystąpi w przypadku dodania zmiennej do analizowanych danych.

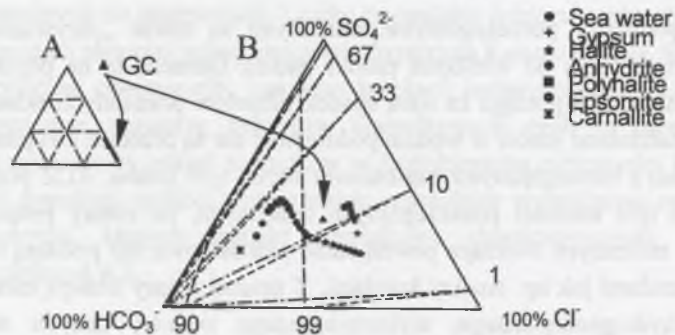
Proporcje pomiędzy poszczególnymi zmiennymi są zatem „przywiązane” do sumy jednostkowej i niezależne od wielkości próbki (skali). Oznacza to na przykład, iż wzrost udziału danego składnika pociąga za sobą spadek udziałów pozostałych składników próbki. Relacje między udziałami jonów w wodzie podziemnej nie są przecież związane z wielkością badanej próbki ani z bezwzględnymi wartościami stężeń tych jonów. ADZ pozwala zatem na interpretację nie tyle wartości poszczególnych zmiennych, ile natury proporcji pomiędzy nimi. Proporcje zmiennych tworzące pewną sumę jednostkową nie poddają się interpretacji klasycznymi metodami jak np. analizy korelacji. Z drugiej strony istnieją efektywne metody wnioskowania hydrogeologicznego, wykorzystującego zestawy danych złożonych, np.: interpretacja procesów hydrochemicznych na podstawie zmiennych proporcji pomiędzy udziałami jonów głównych (diagramy Pipera).

Prezentowana praca zawiera przykłady i rezultaty zastosowania metod ADZ w interpretacji i wizualizacji danych hydrogeologicznych także przy operowaniu większą ilością zmiennych niż w typowych diagramach Pipera (zestawy 3 anionów i 3 kationów).

Wizualizacja danych - diagramy trójkątne

Jednym z narzędzi wizualizacji używanych w obrębie CDA jest diagram trójkątny, wykorzystywany powszechnie w geologii do przedstawiania zmienności trzyczęściowych kompozycji (m.in. Rollinson, 1993). Dla bardziej złożonych kompozycji nie istnieją konwencjonalne i równocześnie efektywne sposoby obrazowania zmienności. Zaletą metod CDA jest możliwość graficznej prezentacji analizowanych zbiorów danych na diagramach trójkątnych, po sprowadzeniu do przestrzeni trójwymiarowej (dzięki wyodrębnieniu subkompozycji) (Aitchison, 2003a, b). Przestrzenią danych złożonych jest simpleks S^D

(Aitchison, 1986), jeśli $D=3$ - simpleks można graficznie przedstawić w formie diagramu trójkątnego. Dla przekształcania danych w przestrzeni simpleks przydatne są operacje perturbacji (perturbation) oraz transformacji potęgowej (power transformation) (Barcelo-Vidal et al., 2001; Pawlowsky-Glahn, Egozcue, 2002). Perturbacją kompozycji (wektora) $x=(x_1, x_2, x_3)$ w S^3 , przez wektor $p=(p_1, p_2, p_3)$ w S^3 jest nowa kompozycja (wektor) $p \oplus x=C(p_1x_1, p_2x_2, p_3x_3)$ w S^3 , gdzie C oznacza operację tzw. zamykania (closure). W trakcie tej operacji każda składowa wektora $p \oplus x$ jest dzielona przez sumę wszystkich jego składowych. Perturbacja wektora x przez jego odwrotność $x^{-1}=(1/x_1, 1/x_2, 1/x_3)$ daje w rezultacie element neutralny $e=C(1, 1, 1)=(c/3, c/3, c/3)$, reprezentowany na diagramie trójkątnym przez punkt leżący w jego środku geometrycznym. Opisane właściwości perturbacji mają znaczenie praktyczne. Perturbacja zestawu danych złożonych przez odwrotność jej środka geometrycznego (g^{-1}) doprowadza do przeskalowania, prowadzącego do zgrupowania danych wokół środka geometrycznego w diagramie trójkątnym. Perturbacja umożliwia zobiektywizowanie stałej przekształcenia, która to zależy od rozproszenia danych wokół średniej geometrycznej kompozycji. Operacja ta pozwala ponadto na transformację linii prostych (np. linii siatki w pierwotnym diagramie trójkątnym) również na linie proste w diagramie przeskalowanym. Ilustracją graficznych rezultatów perturbacji jest rys. 5.2.



Rys. 5.2. Pierwotny (A) i poddany perturbacji (B) diagram trójkątny subkompozycji anionów dla wody morskiej na różnych etapach ewaporacji (wg Labus, 2005a). Objaśnienia: GC – środek geometryczny subkompozycji (0,12; 0,01; 0,87)

Fig. 5.2. Primary (A) and perturbed (B) ternary diagram of anions subcomposition - sea water at different stages of evaporation (after Labus, 2005a). Explanations: GC – geometric center of the subcomposition (0,12; 0,01; 0,87)

Kolejną z możliwych operacji jest transformacja potęgowa. Efektem transformacji potęgowej kompozycji $x=(x_1, x_2, x_3)$ w S^3 , przez pewną stałą k jest nowa kompozycja $p \otimes x=C(x_1^k, x_2^k, x_3^k)$ w S^3 , gdzie C oznacza operację zamykania. Operacje perturbacji oraz transformacji potęgowej mogą być stosowane łącznie w celu zdefiniowania linii pozwalających opisywać trendy występujące w populacjach danych złożonych. Dowolny tego rodzaju trend, zwany kompozycyjnym trendem liniowym (compositional linear trend), zdefiniowany jest przez pewną kompozycję początkową – a oraz jednostkową kompozycję –

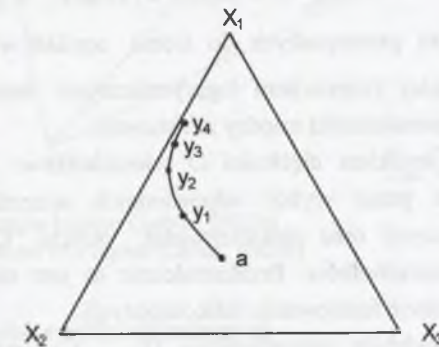
p , określającą kierunek trendu. W ten sposób dowolna kompozycja – y_n znajdująca się w obrębie trendu liniowego może zostać zdefiniowana w S^3 przez wartość stałej – k w sposób następujący: $y = a \oplus (k \otimes p) = C(a_1x_1^k, a_2x_2^k, a_3x_3^k)$. Daje to możliwość tworzenia modeli procesów zmian początkowego składu kompozycji – a , prowadzących do uzyskania kompozycji y_n .

Jeżeli pewna kompozycja – y_n , jest efektem przekształcania początkowej kompozycji – a , przez kilka procesów o liniowej charakterystyce, możliwa jest interpretacja trendu obserwowanych zmian jako składającego się z kilku nakładających się na siebie trendów indywidualnych (von Eynatten et al., 2003); np.:

$$y = a \oplus (k_a \otimes p_a) \oplus (k_b \otimes p_b), \quad (5.3)$$

gdzie: a – kompozycja początkowa; k_a i k_b – stałe (krotności) przekształcenia; p_a i p_b – wektory przekształcenia (rys. 5.3).

Poszukiwanie trendu liniowego dla populacji danych złożonych może opierać się na analizie składowych głównych (Lebart et al., 1995). Na diagramach (w S^3) reprezentowane one będą przez osie, które należy wówczas interpretować jako linie regresji w modelu regresji dla danej kompozycji.



Rys. 5.3. Przykład kompozycyjnego trendu liniowego; y_1 do y_4 – kompozycje powstałe wskutek perturbacji kompozycji początkowej – $a(0,25; 0,40, 0,35)$ przez wektor $p(0,50; 0,35; 0,15)$

Fig. 5.3. An example of a compositional linear trend; y_1 to y_4 – compositions resulting from perturbation of the primary composition – $a(0,25; 0,40, 0,35)$ by the vector $p(0,50; 0,35; 0,15)$

Wizualizacja i interpretacja danych – biplot

Poza diagramami trójkątnymi, wizualizacja danych złożonych możliwa jest dzięki technice biplot. Technika ta oraz zmodyfikowana na potrzeby CDA analiza czynników głównych pozwalają na znajdowanie związków (kowariancji) pomiędzy zmiennymi. Metoda biplot, wprowadzona przez Gabriel (1971) w adaptacji do danych złożonych, pozwala na przedstawienie obserwacji i zmiennych na tym samym wykresie w sposób, który opisuje ich wzajemne zależności (rys. 5.4). Na wykresach biplotu obserwacje są zazwyczaj zaznaczone jako punkty, natomiast zmienne jako wektory o wspólnym początku. Środek biplotu „O” reprezentuje środek ciężkości (centroid) zestawu danych; wierzchołki wektorów odpowiadają

zmiennym kompozycji, znaczki (punkty) „c_n” - oznaczają poszczególne przypadki. Odcinek łączący punkt “O” z wierzchołkiem “i” nazywany jest promieniem O_i, odcinek łączący dwa wierzchołki “i” oraz “j” – wiązaniem ij. Zależnie od wyjaśnionej przez biplot proporcji całkowitej zmienności zestawu DZ, na podstawie wiązań i promieni można wnioskować na temat struktury kowariancji zestawu danych. Poniżej przedstawiono podstawowe własności biplotu i ich interpretację (wg: Aitchison, 2003b; Aitchison, Greenacre, 2002):

1. Odległości pomiędzy punktami biplotu, reprezentującymi zmienne (kolumny), aproksymują odchylenia standardowe odpowiednich proporcji logarytmicznych (logarytmów proporcji pomiędzy odpowiednimi parami zmiennych; ang. „logratio”). Krótkie wiązania pomiędzy punktami zmiennych wskazują, iż proporcje pomiędzy zmiennymi są relatywnie stałe, podczas gdy długie wiązania sugerują wyższe wartości względnej wariancji:

$$|ij|^2 \approx \text{var} \{ \log(x_i / x_j) \}, \text{ oraz: } |O_i|^2 \approx \text{var} [\log \{ x_i / g(x) \}], \quad (5.4)$$

gdzie g(x) oznacza środek geometryczny.

2. Cosinusy kątów pomiędzy wiązaniem biplotu aproksymują współczynniki korelacji pomiędzy proporcjami logarytmicznymi. Jeżeli wiązania ij oraz kl przecinają się w punkcie “M”, wówczas:

$$\cos |iMk| = \text{corr} \{ \log(x_i / x_j), \log(x_k / x_l) \}. \quad (5.5)$$

W przypadku wiązań prostopadłych do siebie $\cos |iMk| \approx 0$, mamy do czynienia z brakiem korelacji pomiędzy proporcjami logarytmicznymi. Jest to cecha przydatna przy poszukiwaniu możliwej niezależności między zmiennymi.

3. Punkt “O” jest środkiem ciężkości D wierzchołków: 1, ..., D. Biplot dowolnej subkompozycji powstaje przez wybór odpowiednich wierzchołków, odpowiadających zmiennym tej subkompozycji oraz zlokalizowanie punktu “O”, biplotu jako centroidu względem wybranych wierzchołków. Przekształcenie to jest możliwe dzięki zachowaniu proporcji zmiennych w trakcie formowania subkompozycji.

4. Jeżeli pewien podzbiór wierzchołków (1, ..., C) jest współliniowy, wówczas zmienność związanej z nim subkompozycji jest jednowymiarowa. Jeśli zaś punkty reprezentujące kolumny (zmienne) usytuowane są wzdłuż linii prostej, to model opisujący taką zależność może zostać wyprowadzony na podstawie względnych długości ich wiązań. Oznacza to, iż jeśli dane trzy zmienne A, B i C leżą wzdłuż linii prostej, a odległości AB i BC wynoszą odpowiednio α i β, to prawdziwe jest równanie (ang. „log-contrast”):

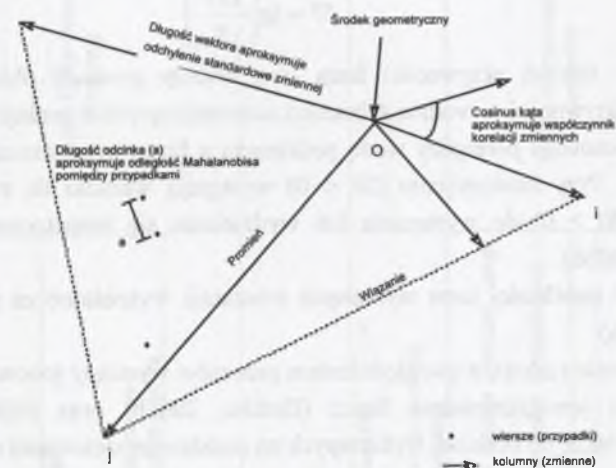
$$\beta \log(A) + \alpha \log(C) - (\alpha + \beta) \log(B) = \text{const}; \text{ to jest } (A/B)^{\beta} \sim (B/C)^{\alpha}. \quad (5.6)$$

Wiązania są podstawowymi parametrami uwzględnianymi w interpretacji biplotu kompozycyjnego (przeciwnie niż w przypadku danych niezwiązanych, gdzie istotniejsze są promienie diagramu). Pełen zestaw wiązań, poprzez określenie względnych wariancji zmiennych, definiuje strukturę kowariancji kompozycyjnej i dostarcza informacji na temat zmienności w obrębie poszczególnych subkompozycji oraz ewentualnej ich niezależności.

Istotne dla danych złożonych jest, że proporcja dowolnych dwu składników (zmiennych) subkompozycji jest równa ich proporcji w obrębie pełnej, oryginalnej kompozycji. Hipotezy o subkompozycyjnej niezależności zmiennych mogą być akceptowalne pod warunkiem

potwierdzenia, za pomocą testów formalnych, normalności rozkładów odpowiednich ich proporcji logarytmicznych. Rezultaty osiągnięte dzięki technice biplot powinny być porównane z wynikami obliczeń średnich i wariancji skalkulowanymi dla odpowiednich proporcji logarytmicznych. Wyniki te mogą być przedstawione w tabeli zmienności, ułatwiającej przedstawienie jej zasad dla danej kompozycji (Aitchison, 2003b).

Bliższe omówienie wybranych zagadnień analizy danych złożonych zaprezentowano w kolejnych rozdziałach wraz z przykładami zastosowań do interpretacji danych chemizmu analizowanych wód.



Rys. 5.4. Interpretacja parametrów biplotu (Labus, 2005b)
Fig. 5.4. Interpretation parameters of a biplot (Labus, 2005b)

5.4. Zastosowanie wskaźników hydrochemicznych

W celu określenia środowiska hydrogeochemicznego, w jakim formowane są analizowane wody podziemne, zastosowano między innymi techniki interpretacji ich składu chemicznego w odniesieniu do wody morskiej, znajdującej się na różnych etapach ewaporacji. Techniki te są współcześnie używane z powodzeniem przy ustalaniu pochodzenia solanek złożowych i ciekłych inkluzji w minerałach (m.in. Banks et al., 2002; Cai, 1997; Davisson, Criss, 1996; Egeberg, Aagaard, 1989; Fontes, Matray, 1993a,b; Kendrick et al., 2002a,b; Moldovanyi, Walter, 1992; Worden, 1996). Przykłady ich aplikacji wobec analizowanych wód kopalnianych przedstawiono i skomentowano w rozdziale 7. pt.: „Formowanie chemizmu wód w obszarach objętych eksploatacją górniczą”.

W pracy wykorzystano także i zaprezentowano na przykładach (podanych w rozdz. 7) wnioski oparte na analizie wskaźników hydrochemicznych (tab. 5.1). W połączeniu z wymienionymi wyżej metodami oraz interpretacją analiz izotopowych i rezultatów obliczeń hydrochemicznych pozwoliło ono na identyfikację procesów formujących chemizm badanych wód.

5.5. Modelowanie hydrochemiczne

Dla wybranych wód kopalnianych, przy użyciu oprogramowania PHREEQC (Parkhurst, Appelo, 1999) oraz SpecE8 (tab. 5.2), dokonano obliczeń hydrochemicznych, mających na celu zdefiniowanie modeli tak rozumianych fluidów, przez określenie specjacji występujących w nich składników oraz określenia stanu ich nasycenia wybranymi fazami stałymi i gazowymi. Jako miarę stanu nasycenia wód podziemnych względem pozostających z nimi w kontakcie faz przyjęto wskaźnik (indeks) nasycenia SI, określany na podstawie formuły:

$$SI = \lg\left(\frac{IAP}{K}\right) \quad (5.7)$$

gdzie: IAP – iloczyn aktywności form (*ion activity product*) obliczony na podstawie rzeczywistej aktywności w wodzie substancji uczestniczących w reakcji; K – stała reakcji. W przypadku równowagi pomiędzy wodą podziemną a fazą rozpuszczoną wartość SI powinna wynosić zero. Przy niedosyceniu ($SI < 0$) występują warunki do rozpuszczania, a przy przesyconiu ($SI > 0$) do wytrącania lub wydzielania się rozpatrywanej fazy z roztworu (Dobrzyński, 2006).

Diagramy stabilności form wybranych substancji wykreślono za pomocą pakietu Act2 (Bethke, 2005a).

Modelowanie reakcji, z uwzględnieniem procesów wymiany jonowej, przeprowadzono z zastosowaniem oprogramowania React (Bethke, 2005b) oraz PHREEQC; ten ostatni wykorzystano także do obliczeń wykonanych na zasadzie modelowania odwrotnego.

Z uwagi na sposób obliczania współczynnika aktywności oprogramowanie oparte na równaniu Debye'a-Hückela nie powinno być stosowane do analizy solanek o sile jonowej wyższej niż 0,5 mol/kg H₂O (Leśniak, 2005). W związku z wysoką siłą jonową wielu analizowanych wód prowadzenie obliczeń hydrochemicznych wymagało określenia rzeczywistych relacji aktywności obecnych w nich jonów (Pitzer, 1979; Harvie et al., 1984). Należy nadmienić, iż powszechnie wykorzystywany w hydrochemii program PHREEQC nie ma możliwości prowadzenia obliczeń wymienionymi metodami. Było to powodem, dla którego modelowanie specjacji wybranych składników oparto na modelu Pitzera (1979), wykorzystując pakiet Spec8 i bazę thermo-phrqpitz.

W trakcie przygotowywania diagramów stabilności faz oraz przeprowadzając modelowanie reakcji, operowano zbyt szerokim spektrum substancji, aby można było wykorzystać ograniczoną do zaledwie 28 jonów bazę „thermo-phrqpitz” (The Geochemist's Workbench 6.0), użyto zatem innych dostępnych baz (tab. 5.2.). Wszystkie modele hydrochemiczne, zgodnie z zaleceniami (Macioszczyk, Witczak, 1999), uwzględniały zmierzone wartości pH. Wykorzystane wartości potencjału redox były zmierzone, ewentualnie przyjęte na podstawie analogii do reprezentatywnych próbek.

Tabela 5.1

Lp.	Wskaźnik	Wskaźniki hydrochemiczne wykorzystane do interpretacji składu chemicznego analizowanych wód	Źródło
1	$r \frac{Na^+}{Na^+ + Cl^-}$	Możliwa interpretacja >0,5 – źródło Na ⁺ niezwiązane z rozpuszczaniem halitu (albit lub wymiana jonowa) = 0,5 – rozpuszczanie halitu <0,5 i TDS >500 mg/dm ³ – wymiana jonowa <0,5 i 500 > TDS >50 mg/dm ³ – błąd analizy <0,5 i 50 > TDS – woda opadowa	Hounslow, 1995
2	$r \frac{Na^+}{Cl^-}$	>1 – strefa aktywnej wymiany, zasilenie przez infiltrację opadów >0,87 i <1 – strefa utrudnionej wymiany wód podziemnych = 0,85 – współczesna woda oceaniczna >0,65 i <0,87 – długotrwała izolacja, wody reliktove, wymiana jonowa <0,65 – strefa stagnacji dynamicznej i hydrochemicznej, wymiana jonowa	Macioszczyk, 1987 Pazdro, Kozerski, 1990
3	$r \frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$	>1 – strefa aktywnej wymiany wód	Macioszczyk, 1987
4	$r \frac{Cl^-}{Br^-}$	=295 – woda oceaniczna <300 – wody reliktove, ługi postsalinarne >300 i $r \frac{Na^+}{Cl^-} = 1$ – ługowanie złóż soli	Macioszczyk, 1987 Pazdro, Kozerski, 1990
5	$r \frac{Cl^-}{Br^-}$	≈20000 – rozpuszczanie halitu wykrywalnego z wody morskiej ≈655 – woda morska <655 – rezydualne solanki pozostałe po krystalizacji halitu z wody morskiej >655 – wody mające kontakt z plynami z rozpuszczania ewaporatów Wody podziemne o proporcjach $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ innych niż w wodzie morskiej, mogą charakteryzować się zróżnicowanym udziałem roztworów, pochodzących z rozpuszczania halitu oraz odparowanej wody morskiej = 1,54 · 10 ³ – woda morska	Holser, 1979; Herrmann, 1980 vide Banks et al., 2002 Walter et al., 1990 Chi, Savard, 1997
6	$r \frac{Br^-}{Cl^-}$	= 0,1 · 10 ³ – z rozpuszczania halitu > 0,1 · 10 ³ i < 1,54 · 10 ³ – resztkowe solanki po ewaporacji halitu, wymieszane z wodami uformowanymi później, pod wpływem rozpuszczania tej soli	Zherebitsova, Volkova, 1966 Kendrick et al., 2002b
7	$r \frac{Br^-}{I^-}$	≈1300 – woda oceaniczna	Macioszczyk, 1987

Lp	Wskaźnik	Możliwa interpretacja		Zródło
8	$r \frac{I^-}{Cl^-}$	=0,86·10 ⁻⁶ – woda morska - Brak dodatniej korelacji pomiędzy wartościami $r \frac{Br^-}{Cl^-}$ i $r \frac{I^-}{Cl^-}$ wskazuje, iż materia organiczna nie jest istotnym źródłem Br		Kendrick et al., 2002a
9	$r \frac{Na^+}{Br^-}$	=560 – woda morska >560 – rozpuszczanie halitu <560 – odparowana woda morska		Walter et al., 1990
10	$r \frac{Na^+}{Br^-}$	Wody podziemne o proporcjach $r \frac{Na^+}{Br^-}$ innych niż w wodzie morskiej, mogą charakteryzować się zróżnicowanym udziałem roztworów, pochodzących z rozpuszczania halitu oraz odparowanej wody morskiej	Można interpretować zamiennie z $r \frac{Na^+ + K^+}{Br^-}$	Chi, Savard, 1997
11	$r \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_4^{2-}}$	=0,5 – rozpuszczanie gipsów <0,5 i pH<5,5 – utlenianie siarczków <0,5 i pH≈7 – usuwanie Ca ²⁺ dzięki wymianie jonowej lub krystalizacji kalcytu >0,5 – źródło Ca ²⁺ inne niż skały węglanowe i gipsowe		Analogiczny do $r \frac{Ca^{2+}}{SO_4^{2-}}$ Hounslow, 1995
12	$r \frac{SO_4^{2-} \cdot 100}{Cl^-}$	10 – 500 – strefa aktywnej wymiany z wodami infiltracyjnymi 10,3 – woda morska <1 – środowisko redukcyjne, wody izolowane		Macioszczyk, 1987 Pazdro, Kozerski, 1990
13	$r \frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$	0,184 – woda morska ≈1 – woda w równowadze z dolomitom		Hem, 1992 Toran, Saunders, 1999
14	$r \frac{Mg^{2+} + Ca^{2+}}{SO_4^{2-}}$	>0,8 i <1,2 – dedolomityzacja <1 – rozpuszczanie siarczanów		Hounslow, 1995
15	$r \frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$	=0,5 – wietrzenie dolomitów <0,5 – wietrzenie dolomitów i wapieni >0,5 – rozpuszczanie dolomitów, wytrącanie kalcytu; woda morska	$r \frac{HCO_3^-}{SiO_2} > 10$ wietrzenie skał węglanowych	Hounslow, 1995
		<0,5 – wietrzenie granitoidów >0,5 – wietrzenie minerałów żelazowo-magnezowych	$5 > r \frac{HCO_3^-}{SiO_2}$ wietrzenie skał krzemianowych	
		=0,5 – minerały magnezowe (np. epsomit) <0,5 – minerały wapniowe (np. gips) >0,5 – rozpuszczanie minerałów magnezowych i wytrącanie minerałów wapniowych	$5 < r \frac{HCO_3^-}{SiO_2} < 10$ rozpuszczanie innych minerałów	

Oprogramowanie zastosowane do modelowania hydrochemicznego		
Typ modelu	Oprogramowanie	Baza danych
Modele specjacji	PHREEQC SpecE8 (*) SpecE (*)	wateq4f thermo thermo plupqiz
Diagramy stabilności	Act2 (*)	thermo
Modelowanie reakcji wprost	React (*)	thermo ion ex
Modelowanie reakcji odwrotne	PHREEQC PHREEQC	wateq4f wateq4f
Pakiety oznaczone (*) wchodzi w skład systemu The Geochemist's Workbench 6.0		

Tabela 5.2

6. ZRÓŻNICOWANIE CHEMIZMU WÓD KOPALNIANYCH W WARUNKACH DRENAŻU GÓRNICZEGO

6.1. Strefowość i chemizm wód kopalnianych

Skład chemiczny wód kopalnianych analizowanego obszaru opracowano na podstawie analiz archiwalnych oraz analiz własnych, wykonanych w trakcie realizacji kierowanego przez autora projektu badawczego 8 T12B 033 021 (Labus, 2003a), uzupełnionych o analizy wykonane

w ramach niniejszej pracy. Na podstawie zróżnicowania wartości wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ (tab.6.1. i

6.2) wstępnie określono pionowy zasięg stref hydrodynamicznych w poszczególnych obszarach górniczych. Za granicę strefy mieszania się wód (utrudnionej wymiany) i strefy stagnacji

hydrodynamicznej i hydrochemicznej przyjęto wartość $r \frac{Na^+}{Cl^-} = 0,87$; wody podziemne o wartości

$r \frac{Na^+}{Cl^-} > 1$ uznano za związane ze strefą intensywnej wymiany (Macioszczyk, 1987). Pomiędzy

poszczególnymi kopalniami zaznacza się wyraźnie zróżnicowanie pionowego zasięgu stref hydrodynamicznych.

Spąg strefy intensywnej wymiany występuje na głębokości od 105 m p.p.t. (KWK „Pniówek”) do 800 m p.p.t. (KWK „Marcel”); w okręgu karwińskim wody o wartości wskaźnika

$r \frac{Na^+}{Cl^-} > 1$ występują do głębokości 929 i 1155 m p.p.t. odpowiednio w KWK (Dół) „Doubrava” i

KWK „ČSA”. Strop strefy stagnacji znajduje się na głębokości od 104 m p.p.t w rejonie Stonawy (KWK „ČSM”) i 120 m p.p.t. w KWK „Jas-Mos” do 753 m p.p.t. w obrębie KWK „Stafič” oraz 800 m p.p.t. w KWK „Anna”. Podkreślenia wymaga fakt, iż zasięgi poszczególnych stref, wyznaczonych w analizowanych kopalniach, w znacznym stopniu pokrywają się, co związane jest ze zróżnicowaniem chemizmu wód podziemnych dopływających do wyrobisk w przedziale czasu objętym analizą. Wynika to z faktu, iż rozpatrywane wody formują się w zróżnicowanych warunkach, pod wpływem różnych źródeł zasilania. Warunki kształtowania się składu analizowanych wód podziemnych, wraz z identyfikacją procesów wpływających na ich chemizm, przedstawiono w dalszej części pracy.

Tabela 6.1

Chemizm wód podziemnych polskiej części GZW, w strefach wyznaczonych na podstawie wartości wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$

KWK	$r \frac{Na^+}{Cl^-}$	Głębokość [m p.p.t.]	M [g/dm ³]	[% mval]						Br ⁻ [mg/dm ³]	Γ [mg/dm ³]	Typ wody	n	
				Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺					K ⁺
„Anna”	>1	350-800	0,7-24,5	4-93	4-73	2-29	20-93	1-62	3-16	0-2	2,7-39,9	0,1-7,7	Cl-Na; Cl-SO ₄ -Na; SO ₄ -HCO ₃ -Na	46
	0,87-1	500-1000	17-80	90-99	0-9	0-2	82-89	5-8	6-10	0-2	21-150,8	0,1-27,2	Cl-Na; Cl-SO ₄ -Na-Ca	24
	<0,87	od 800	4-91	90-98	2-6	0-4	73-81	7-17	8-11	0-2	100-207	0,2-13,2	Cl-Na	40
„Borynia”	>1	45-346	0,2-4	5-97	0-17	0-90	13-96	1-76	0-15	0-7	2-10,7	4-8,5	Cl-HCO ₃ -Na; HCO ₃ -Ca	12
	0,87-1	66-713	0,4-82	35-100	0-8	0-57	18-94	3-72	3-19	0-5	0,5-11,4	0,4-0,8	Cl-Na	10
	<0,87	588-838	1-150	92-100	0-8	0-7	19-92	4-64	4-76	0-13	0-335	0-77	Cl-Na; Cl-Na-Ca	154
„Chwałowice”	>1	390-550	0,6-65	29-90	7-35	0-36	52-94	2-36	3-10	0-7	7,7-67,1	0,6-16,4	Cl-Na; Cl-SO ₄ -Na; Cl-SO ₄ -Na-Ca	18
	0,87-1	390-700	22-102	86-100	0-12	0-3	81-94	2-12	2-10	0-1	8,3-159,4	1,5-49,4	Cl-Na	207
	<0,87	390-700	10-207	70-100	0-21	0-2	54-88	5-33	6-13	0-1	3-385	0,9-86,9	Cl-Na; Cl-Na-Ca	102
„Jankowice”	>1	165-565	0,2-43	4-86	0-69	0-85	28-100	1-58	0-31	0-2	0,6-3,7	0,1-0,3	Cl-Na; Cl-HCO ₃ -Na-Ca; Cl-HCO ₃ -Na-Mg; Cl-HCO ₃ -Na; HCO ₃ -Cl-SO ₄ -Na-Ca	156
	0,87-1	165-700	0,8-150	50-100	0-27	0-37	46-98	1-44	0-32	0-1	23,6-53,7	2,3-2,9	Cl-Na	100
	<0,87	165-700	1-156	30-100	0-15	0-71	23-86	6-61	3-40	0-2	14-204	1-23,5	Cl-Na	103
„Jas-Mos”	>1	120-400	1,3-53	76-100	0-16	0-14	76-89	1-15	5-10	0-1	-	-	Cl-Na	13
	0,87-1	do 800	2,6-69,5	87-100	0-13	0-8	74-97	2-18	0-14	0-1	6,7-12	0-11,8	Cl-Na	276
	<0,87	120-1060	3-279	84-100	0-8	0-9	27-82	6-57	4-22	0-8	81,8-699	3,3-12,7	Cl-Na; Cl-Na-Mg; Cl-Na-Ca	115
„Krupiński”	>1	220-420	4-15	83-94	2-5	3-11	96-97	1-3	0-2	0	-	-	Cl-Na	2
	0,87-1	220-420	2,5-80	88-100	0-6	0-6	80-92	3-9	3-12	0	-	-	Cl-Na	5
	<0,87	220-820	3,5-184	97-100	0-2	0-2	39-85	1-17	7-51	0-1	136-355	5,1-22,9	Cl-Na; Cl-Na-Mg	75
„Marcel”	>1	do 800	3-15	34-82	7-62	0-34	83-100	3-7	4-8	0-1	5-22	0-2	Cl-Na; Cl-HCO ₃ -Na; SO ₄ -Cl-HCO ₃ -Na	10
	0,87-1	380-800	8-62	31-95	5-43	0-26	26-86	7-53	1-21	0-1	0-144	0-18,8	Cl-Na	22
	<0,87	200-1000	3-284	44-100	0-56	0-9	70-84	7-75	0-30	0-1	25-483	1,8-31,3	Cl-Na; Cl-Na-Ca; Cl-Ca-Mg; Cl-Na-Mg	80
„Pniówek”	>1	60-105	0,3-1	2-100	0-5	0-93	30-99	0-59	0-9	0-2	-	-	Cl-Na; Cl-HCO ₃ -Na; HCO ₃ -Na; HCO ₃ -Ca-Na	6
	0,87-1	705	75	100	0	0	84	5	10	1	144-226	8,8-20,6	Cl-Na	6
	<0,87	263-1000	10-175	98-100	0-1	0-2	17-86	3-47	2-19	0-5	20-500	3,8-88,8	Cl-Na; Cl-Na-Ca	91
„Rydułtowy”	>1	do 800	0,2-34	2-99	1-87	0-70	5-96	1-62	2-57	0-9	0,5-84	0,1-23,5	Cl-Na; Cl-SO ₄ -Na; SO ₄ -Na; Cl-SO ₄ -HCO ₃ -Na; SO ₄ -HCO ₃ -Na; Cl-Na-Ca; SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Mg	278
	0,87-1	150-800	0,6-118	12-97	3-70	0-58	11-90	2-62	5-35	0-4	1,1-152,9	0,1-27,2	Cl-Na; SO ₄ -Ca-Mg	55
	<0,87	400-1200	1-218	14-100	0-69	0-44	11-86	6-80	3-64	0-12	2,1-323	0,5-72,7	Cl-Na	66
„Zofiówka”	>1	do 705	0,2-25,8	1-99	0-4	0-95	5-98	2-78	0-17	0-2	-	-	Cl-Na; HCO ₃ -Cl-Na; Cl-HCO ₃ -Na; HCO ₃ -Ca	7
	0,87-1	27-830	2-69	79-100	0-19	0-8	72-95	2-20	2-10	0-1	-	-	Cl-Na	24
	<0,87	210-900	1,2-251	62-100	0-17	0-26	35-83	7-51	0-22	0-2	77,3-333	0,9-12,4	Cl-Na; Cl-Na-Ca	276

Tabela 6.2

Chemizm wód podziemnych czeskiej części GZW, w strefach wyznaczonych na podstawie wartości wskaźnika $r_{\frac{Na^+}{Cl^-}}$

KWK	$r_{\frac{Na^+}{Cl^-}}$	Głębokość [m p.p.t.]	M [g/dm ³]	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Br ⁻	I ^(*)	Typ wody	n
Důl „Doubrava”	>1	438-929	0,4-15,5	45-97	0-24	1-30	48-96	2-46	2-8	3-35	1-9	Cl-Na; Cl-HCO ₃ -SO ₄ -Na-Ca	2
	0,87-1	437-980	11,6-47,7	95-100	0-2	0-4	82-92	4-12	3-7	30-116	1,3-16,9	Cl-Na	37
	<0,87	350-1103	2,5-72	93-100	0-3	0-3	77-83	10-18	6-9	7-278,5	0,4-26,3	Cl-Na	29
Důl „Lazý”	>1	389-699	0,2-20	13-96	0-68	2-69	29-99	0-59	0-17	2-51	0,2-11,6	Cl-Na; Cl-Na-Ca; Cl-SO ₄ -Na; Cl-HCO ₃ -SO ₄ -Na; Cl-SO ₄ -HCO ₃ -Na-Ca; HCO ₃ -Na; HCO ₃ -Cl-Na; HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Na; HCO ₃ -SO ₄ -Cl-Ca-Na; SO ₄ -Cl-HCO ₃ -Na	54
	0,87-1	612-822	19,6-28,9	95-100	0-4	0-2	89-92	5-7	4-5	53-78	1,7-9,5	Cl-Na	5
	<0,87	654	83	100	0	0	77	15	7	161	14,6	Cl-Na	1
Důl „ČSA”	>1	9-1155	0,3-19,5	5-96	0-39	3-94	28-98	0-49	0-66	5,4-56	0,4-10,1	Cl-Na; Cl-HCO ₃ -Na; Cl-HCO ₃ -SO ₄ -Na; Cl-HCO ₃ -SO ₄ -Ca; HCO ₃ -Mg-Na; HCO ₃ -SO ₄ -Cl-Na; HCO ₃ -Cl-Ca-Na-Mg; SO ₄ -Cl-HCO ₃ -Ca	21
	0,87-1	125-925	0,3-42	38-100	4-32	7-31	36-95	3-49	0-15	2-107	1,2-40	Cl-Na; Cl-SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Na	48
	<0,87	578-1055	2,2-155	95-100	0	0	38-85	9-42	3-21	36-292	3,5-38	Cl-Na; Cl-Ca-Na-Mg	26
Důl „Darkov” („l. máj”)	>1	330-878	0,3-14,6	19-98	0-35	0-46	25-96	1-61	1-14	1-72	0,4-8,5	Cl-Na; Cl-SO ₄ -Na; Cl-HCO ₃ -SO ₄ -Na-Ca; HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Na; HCO ₃ -SO ₄ -Cl-Ca-Na;	27
	0,87-1	758-908	0,7-56	41-100	0-40	0-21	39-94	3-49	0-12	2-114	0,4-8,9	Cl-Na	87
	<0,87	506-908	20-122	96-100	0-3	0-1	75-83	10-18	5-9	49-194	2,5-18	Cl-Na	25
Důl „Dukla”	>1	620-831	0,3-17,8	41-96	1-19	2-40	44-93	3-46	3-10	34-46,8	2,1-10,5	Cl-Na; Cl-HCO ₃ -Ca-Na	5
	0,87-1	565-850	16,9-55	95-100	0-4	0-2	84-93	4-11	3-8	47,7-142	3,8-21,5	Cl-Na; HCO ₃ -SO ₄ -Ca	15
	<0,87	635-981	34-67	99-100	0	0	61-83	9-19	5-19	96,7-168	7,2-15	Cl-Na	11
Důl „František”	>1	26-826	0,2-28,4	18-96	1-67	1-52	24-96	2-60	1-19	2-58	0,4-8,1	Cl-Na; Cl-SO ₄ -Na; Cl-HCO ₃ -Na-Ca; Cl-HCO ₃ -SO ₄ -Na-Ca; HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Na; SO ₄ -Cl-Na; SO ₄ -Cl-Ca-Na	21
	0,87-1	350-945	1,2-46	81-100	0-12	0-10	69-97	2-20	1-12	5-114	0,4-15,6	Cl-Na; Cl-Na-Ca	67
	<0,87	349-815	3,7-46	51-100	0-40	0-8	37-83	11-37	3-25	2-109	3,4-36,3	Cl-Na; Cl-SO ₄ -Na-Ca-Mg	15
Důl „9. květen”	>1	472-750	1,7-14,3	53-98	0-28	1-26	87-97	1-10	1-4	4,3-34	0,4-7,9	Cl-Na; Cl-SO ₄ -Na; Cl-HCO ₃ -SO ₄ -Na	40
	0,87-1	417-643	1,8-72	91-100	0-3	0-6	83-95	4-12	2-5	104	9,5-29,6	Cl-Na	11
	<0,87	500-508	2,2-101	94-98	0-3	2-3	18-77	17-47	6-35	6	3,8-50	Cl-Na; Cl-Ca-Mg-Na	3

cd. tabeli 6.2

KWK	$r_{\frac{Na^+}{Cl^-}}$	Głębokość [m p.p.t.]	M [g/dm ³]	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺ +K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Br ⁻	I ^(*)	Typ wody	n
Karviná-jihovýchod („Stonava”, „ČSM”)	>1	322-875	0,2-17,5	11-99	0-44	1-84	30-97	1-62	2-10	19-41	1,2-12,7	Cl-Na; HCO ₃ -Ca-Na; HCO ₃ -SO ₄ -Cl-Ca-Na; SO ₄ -HCO ₃ -Cl-Ca-Na	31
	0,87-1	62-913	4,9-41	96-100	0-3	0-3	85-95	3-11	0-7	22,9-155	1,2-67,8	Cl-Na	86
	<0,87	104-961	10-102	97-100	0-2	0-1	74-85	0-18	0-9	57-205	1,3-87,4	Cl-Na	33
Karviná-jihovýchod („ČSM-jih”)	>1	774-781	2,3-3,9	76-89	5-11	6-13	85-92	5-9	3-6	9	0,4-2,1	Cl-Na	3
	0,87-1	748-993	5-70	93-100	0-6	0-3	84-91	5-11	3-6	18-129	0,8-12,9	Cl-Na	16
	<0,87	784	12	99	1	0	74	16	10	-	3,4	Cl-Na	1
pole Darkov	>1	5-1009	0,3-13,4	16-98	0-54	2-55	20-96	2-71	2-15	21-37	1,7-7,6	Cl-Na; HCO ₃ -SO ₄ -Ca; HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Na; SO ₄ -HCO ₃ -Cl-Ca-Na	8
	0,87-1	108-743	3-40	88-100	0-3	0-11	82-94	4-11	2-7	9-104	1,3-25	Cl-Na	22
	<0,87	734-878	21-64	99-100	0	0-1	80-86	9-13	6-7	66-150	5,5-40,6	Cl-Na	5
Důl „Starič”1+2	>1	398-900	0,7-28,1	17-93	0-23	1-80	78-99	1-27	0-13	1-72	1,2-33,2	Cl-Na; Cl-SO ₄ -Na; Cl-HCO ₃ -Na; HCO ₃ -Na	24
	0,87-1	383-851	12,6-29	88-89	0-11	0-4	84-92	3-12	3-10	44-70	2,5-50,8	Cl-Na	15
	<0,87	753-862	19,6-33	96-99	0-4	0	77	15-18	6-8	-	3,8-14	Cl-Na	3

(*) W treści niniejszej pracy, zgodnie z zaleceniami Międzynarodowej Unii Chemii Czystej i Stosowanej (IUPAC), dla oznaczenia jodu przyjęto symbol I

6.2. Skład izotopowy wód pobranych w wyrobiskach i otworach eksploatacyjnych

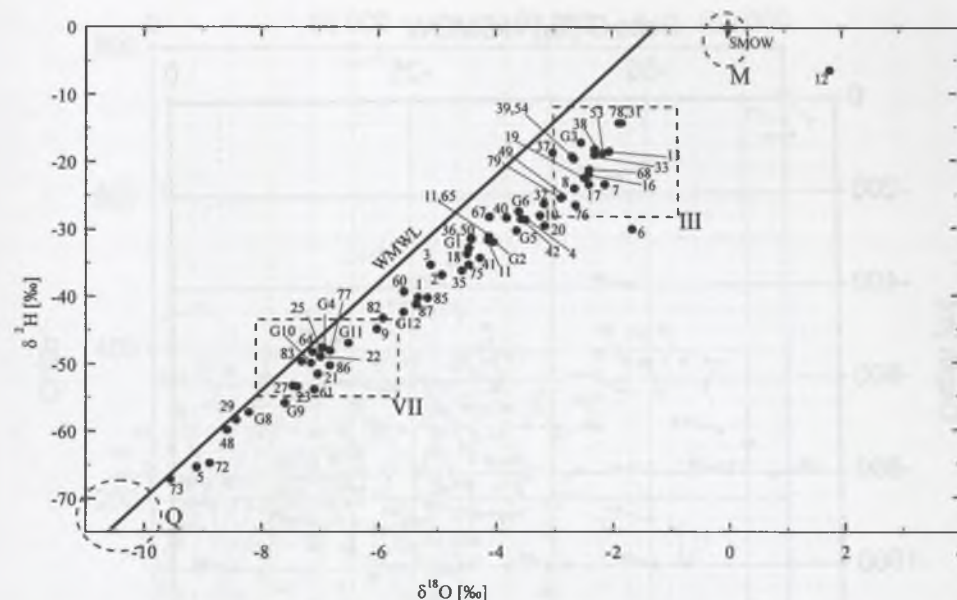
Na podstawie wykonanych przez autora oznaczeń składu chemicznego i analiz izotopowych przeprowadzono interpretację pochodzenia wód podziemnych, opierając się na rezultatach następujących prac: Buzek, Michaliček (1996), Różański (1985), Różański et al. (1982), Różkowski, Przewłocki (1974), Różkowski (1999, 2004), Zuber (1986), Zuber, Grabczak (1985), Zuber, Pluta (1989), Pluta, Zuber (1995), Geyh (red. 2000), Pluta (2003, 2005) oraz Pluta et al. (1993, 1995). Do opisu analizowanych wód podziemnych zaadaptowano klasyfikację opartą na paleohydrogeologicznym modelu rozwoju zapadliska górnośląskiego, wykorzystywaną m.in. w pracy pod redakcją Różkowskiego (2004). Przyjęto następujące określenia: M - kopalne wody morza mioceneskiego, wody cykli infiltracyjnych: III - wody permskiego etapu infiltracyjnego, VII - wody ostatniego, trzeciorzędowego cyklu infiltracyjnego; Q - wody infiltracji czwartorzędowej.

Analiza bilansu stężeń makroskładników oraz I⁻ i Br⁻ w większości wód podziemnych wyklucza genezę związaną z mieszanym w układzie: czwartorzędowa woda infiltracyjna - woda morska. Oznacza to, iż pierwotna mineralizacja związana jest raczej z ługowaniem skał (prawdopodobnie w tym także ewaporatów). Obserwacja ta jest zgodna z wczesnymi spostrzeżeniami Pałysa (1966).

Dla ułatwienia interpretacji dokonano wstępnego podziału populacji zbadanych próbek w zależności od opisujących je stężeń jonów siarczanowych i wartości wskaźnika Cl⁻/Br⁻, wydzielając następujące grupy:

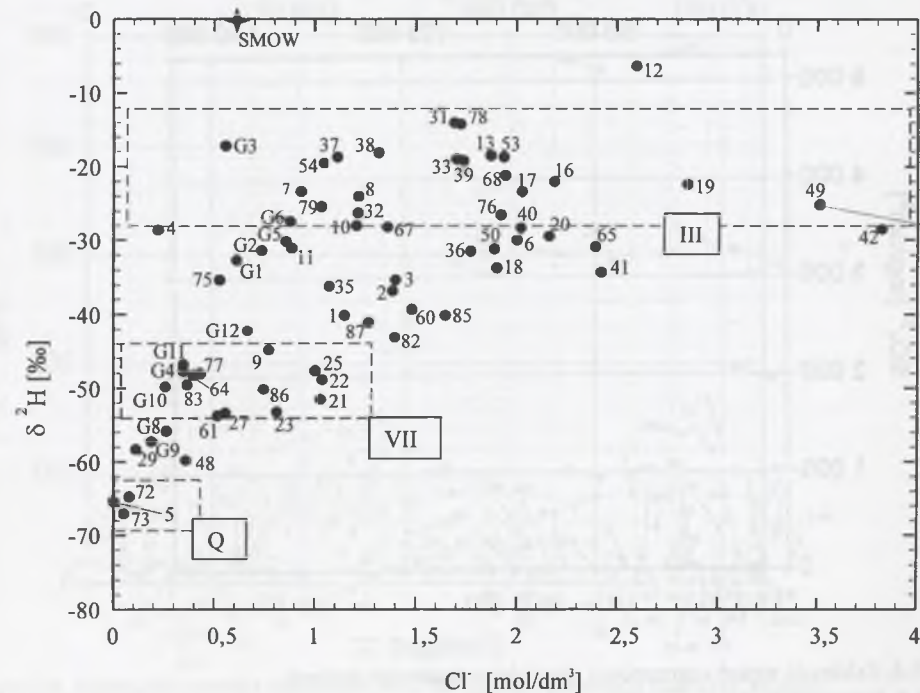
- wody o zawartości siarczanów > 600 mg/dm³,
- wody o 600 > SO₄ > 10 mg/dm³ i Cl⁻/Br⁻ > 300;
- wody o 600 > SO₄ > 10 mg/dm³ i Cl⁻/Br⁻ < 300;
- wody o zawartości SO₄²⁻ < 10 mg/dm³.

Wykresy interpretowanych zależności parametrów hydrochemicznych badanych wód przedstawiono na rys. 6.1. do 6.7 (numeracja próbek odpowiada zastosowanej na rys. 5.1).



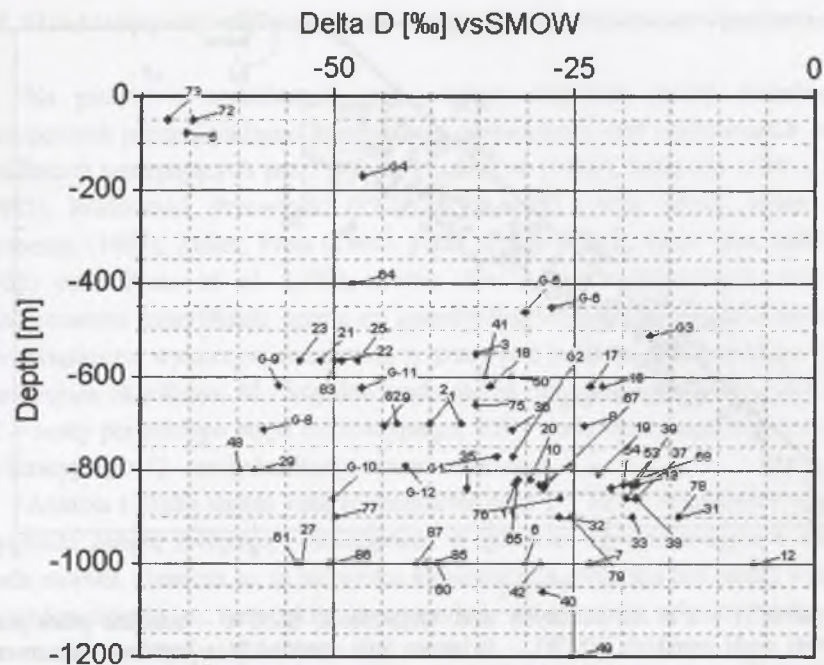
Rys. 6.1. Zależność $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ dla badanych wód. Objasnienia: SMOW - standard przeciętnej współczesnej wody morskiej; WMWL - światowa linia opadów; M - kopalne wody morza mioceneskiego, III - najstarsze solanki infiltracyjne; VII - wody ostatniego, trzeciorzędowego cyklu infiltracyjnego; Q - wody infiltracji czwartorzędowej

Fig. 6.1. Diagram of $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ for analyzed waters. Explanations: SMOW - standard mean ocean water; WMWL - meteoric line; M - Miocene sea waters III - the oldest paleoinfiltrative brines; VII - waters of the last, Tertiary infiltration cycle; Q - Quaternary waters

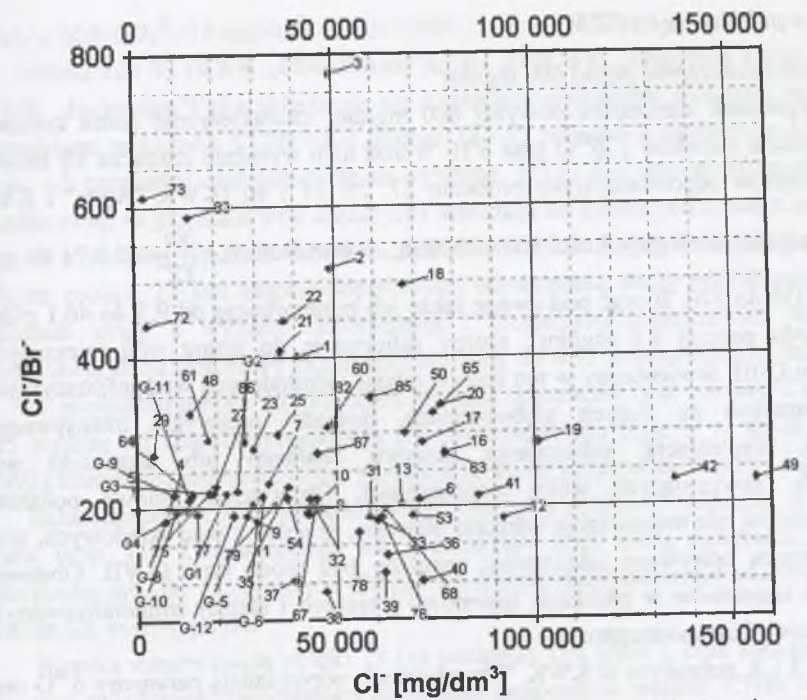


Rys. 6.2. Zależność $\delta^2\text{H}$ od stężeń chlorków w badanych wodach. Objasnienia jak na rys. 6.1

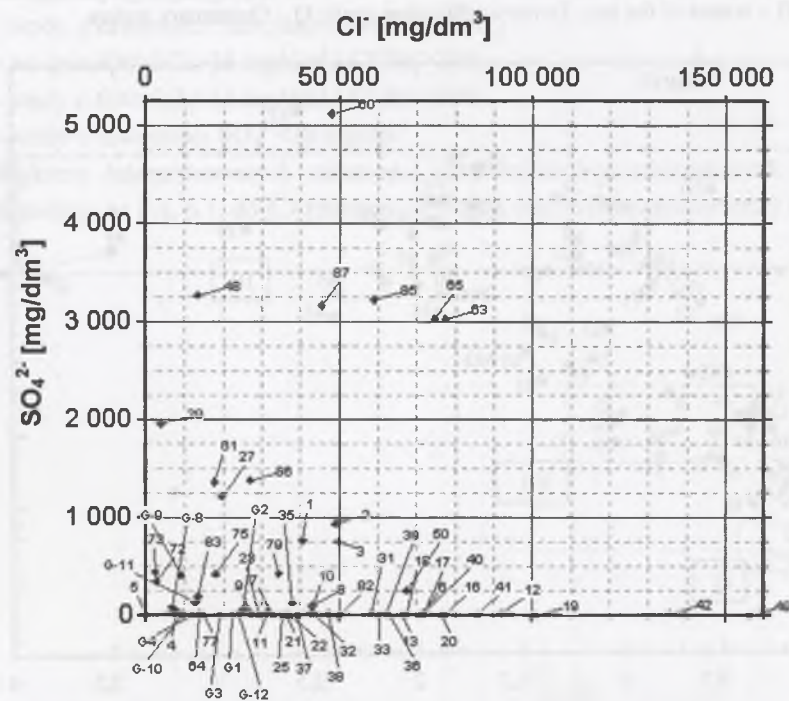
Fig. 6.2. Chlorides vs. $\delta^2\text{H}$ in mine waters. Explanations as in Fig. 6.1



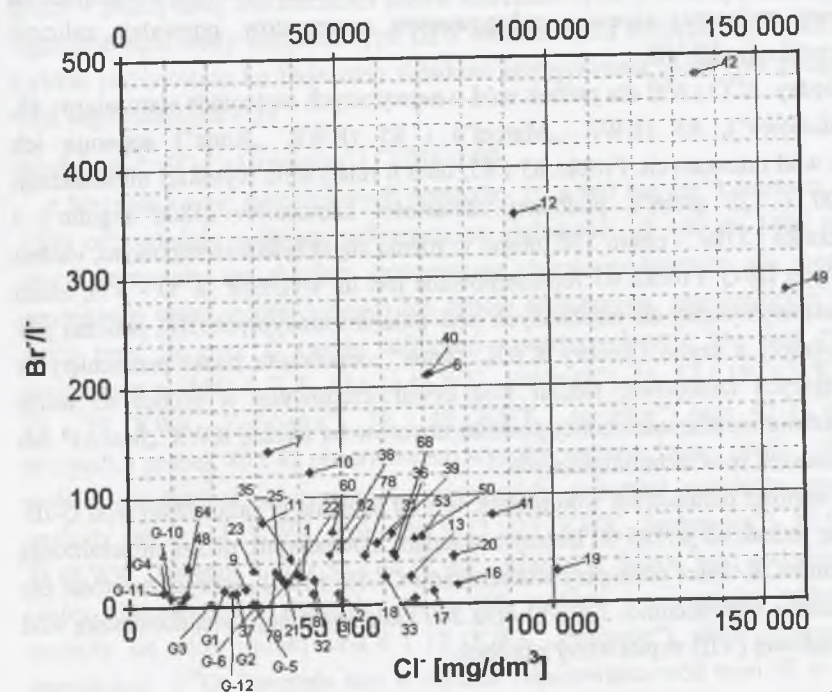
Rys. 6.3. Zależność $\delta^2\text{H}$ (Delta D) od głębokości występowania badanych wód
 Fig. 6.3. Delta D ($\delta^2\text{H}$) vs. depth of mine waters sampling



Rys. 6.5. Zależność wartości wskaźnika Cl^-/Br^- od stężeń chlorków w badanych wodach
 Fig. 6.5. Chlorides concentrations vs. Cl^-/Br^- ratio values in mine waters



Rys. 6.4. Zależność stężeń siarczanów i chlorków w badanych wodach
 Fig. 6.4. Relationships between sulfates and chlorides concentrations in mine waters



Rys. 6.6. Zależność wartości wskaźnika Br^-/I^- od stężeń chlorków w badanych wodach
 Fig. 6.6. Chlorides concentrations vs. Br^-/I^- ratio values in mine waters

Wody o zawartości siarczanów ponad 600 mg/dm³

Wody o stężeniach siarczanów powyżej 600 mg/dm³ charakteryzuje dobra korelacja pomiędzy stężeniami chlorków i $\delta^{18}\text{O}$ oraz $\delta^2\text{H}$. Wśród nich wyraźnie zaznacza się liniowe ugrupowanie punktów odpowiadających próbkom 27, 29, 61 i 86 (KWK "Anna" i KWK "Rydułtowy"), pobranym na głębokości 800 i 1000 m, o wartościach $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ od 0,74 do 1,38 oraz Cl^-/Br^- od 230 do 270. Biorąc pod uwagę także ich mineralizację od 9,5 do 46,1 g/dm³ oraz stężenia jodu poniżej 1,0 mg/dm³, należy zaliczyć je do grupy wód mieszanych, złożonych z typu Q-III. Stwierdzony w ten sposób udział najmłodszych wód infiltracyjnych, w wodach pobranych na dużych głębokościach, dowodzi niezwykle intensywnego, spowodowanego eksploatacją, udrożnienia masywu skalnego lub domieszki wód technologicznych (zawierających wody współczesne). Obserwując liniowe położenie opisywanych punktów, nie można także odrzucić hipotezy, iż jedną z wód składowych, wraz z wodą III tworzącą opisywane mieszaniny, mogłaby być woda typu Q-VII. Obecność wyższych stężeń siarczanów w próbkach izotopowo lżejszych i słabiej zmineralizowanych potwierdzałyby powyższe spostrzeżenie.

Próbkom 1, 2 i 3, pobranym w KWK "Chwałowice", odpowiadają parametry $\delta^{18}\text{O}$ oraz $\delta^2\text{H}$ odpowiednio około -5‰ i od -35 do -40‰, mineralizacja 65 - 81 g/dm³, $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ od 0,75 do 0,8 i Br^-/I^- od 6 do 27. Wysokie wartości wskaźnika Cl^-/Br^- od 390 do 780, wskazujące na obecność składowej związanej zapewne z ługowaniem ewaporatów, pozwalają zaliczyć próbki 1, 2 i 3 do wód typu III-VII.

Relacje pomiędzy $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ dla próbek wód o najwyższych stężeniach siarczanów: 48, 60 (KWK „Rydułtowy”), 65 (KWK „Marcel”) i 85 (KWK „Anna”) sugerują ich przynależność do wód mieszanych. Próbki 65 i 85, obie o relatywnie wysokiej mineralizacji (odpowiednio 100 i 120 g/dm³), podobnej zawartości siarczanów (3200 mg/dm³) i wartościach wskaźnika Cl^-/Br^- - około 330, mimo iż różnią się składem izotopowym, można zaliczyć do wód typu III-Q. Próbka 65 reprezentowana jest na wykresie $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, nieco poniżej strefy charakterystycznej dla najstarszych wód paleoinfiltracyjnych (III), podczas gdy próbce 85, pochodzącej z szybu Chrobry KWK „Anna”, odpowiada punkt przesunięty w kierunku wód lżejszych izotopowo. Udział wód czwartorzędowych w próbce 65 może świadczyć o naruszeniu nieprzepuszczalnej powłoki utworów na terenie KWK „Marcel” lub też o istnieniu domieszek wód technologicznych.

Interpretacja wartości parametrów wód próbek 48 i 60 pozwala je zaliczyć do typu Q-III. Próbka 48 różni się jednak od próbki 60 lżejszym składem izotopowym, niższą mineralizacją i stężeniem siarczanów. Różnice pomiędzy wskaźnikami Cl^-/Br^- i Br^-/I^- , których wartości dla próbek 48 i 60 wynoszą odpowiednio: 330 i 11 oraz 300 i 68, sugerują pewną domieszkę wód infiltracji trzeciorzędowej (VII) w pierwszej z próbek.

Wody o $600 > \text{SO}_4^{2-} > 10$ mg/dm³ i $\text{Cl}^-/\text{Br}^- > 300$

Próbki 72 i 73 (KWK „Chwałowice”), 18 i 20 (KWK „Krupiński”) oraz 21, 22, 82 i 83 (KWK „Jankowice”) charakteryzują się stężeniami siarczanów niższymi od 600 mg/dm³ i wartościami wskaźnika $\text{Cl}^-/\text{Br}^- > 300$. Próbki 72 i 73 pobrano w szybach na głębokości około 50 m, ich parametry oraz położenie na wykresie $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ (przesunięcie od wód infiltracji współczesnej w kierunku wód cięższych) wskazują na genezę związaną z mieszaniami wód typu Q z wodami typu VII. Możliwe jest również inne wyjaśnienie ich genezy, zgodnie z którym próbka 72 jest najprawdopodobniej odparowaną wodą współczesną z niewielkim udziałem wody o wyższej mineralizacji i nieznanym pochodzeniu. Woda próbki 73 przedstawia skład izotopowy najbardziej zbliżony do wód holocenijskich na badanym terenie.

W przypadku próbek 20 i 82 niskie stężenia siarczanów oraz wartości $\text{Cl}^-/\text{Br}^- \sim 330$ i $\text{Br}^-/\text{I}^- \sim 45$ wyższe od charakterystycznych dla pretortońskiego typu U w ujęciu Pluty i Zubera (1995) klasyfikują reprezentowane przez nie wody do grupy mieszanych - III-Q.

Skład izotopowy oraz wartość $\text{Cl}^-/\text{Br}^- \sim 580$ dla próbki 83 sugeruje, iż mogłaby to być woda typu VII. Charakteryzuje się ona jednak zbyt niską mineralizacją i stężeniami siarczanów oraz Br^- (23 mg/dm³), dlatego też została sklasyfikowana jako mieszana - Q-VII z domieszką wody typu III.

Wysoka mineralizacja próbki 18 (na poziomie 110 g/dm³), brak siarczanów, niskie $\text{Br}^-/\text{I}^- \sim 6$, oraz świadcząca o możliwości ługowania ewaporatów wartość $\text{Cl}^-/\text{Br}^- \sim 480$ dowodzą, iż może to być woda związana z zasilaniem pretortońskim.

Relatywnie wysokie wartości Cl^-/Br^- (około 440) i $\text{Br}^-/\text{I}^- \sim 21$, przy mineralizacji około 59 g/dm³ i praktycznej nieobecności jonów siarczanowych, pozwalają uznać próbki 21 i 22 za reprezentujące wody mieszane typu III z wodami cykli infiltracyjnych starszych od tortonu. Lekkie przesunięcie ku lżejszemu składowi izotopowemu może być związane z domieszką wód współczesnych (Q).

Wody o $600 > \text{SO}_4^{2-} > 10$ mg/dm³ i $\text{Cl}^-/\text{Br}^- < 300$

Stężenia jonów siarczanowych pomiędzy 10 a 600 mg/dm³ i wartości wskaźnika $\text{Cl}^-/\text{Br}^- < 300$ odpowiadały próbkom pobranym na głębokości od 400 do 1060 m. Zbadane wody charakteryzowały się składem izotopowym charakterystycznym dla wód typu III (wody permskiego etapu infiltracyjnego) lub typów mieszanych, zawierających w swym składzie wody typu III oraz Q (wody infiltracji czwartorzędowej). Do wód typu III zaliczono następujące próbki: 4, 7, 8, 10 i 13 (KWK „Pniówek”), 16, 17 i 19 (KWK „Krupiński”), 31, 32 i 79 (KWK „Zofiówka”), 38 i 40 (KWK „Jas-Mos”) oraz 42 (KWK „Marcel”). W przypadku próbek 40 i 42 obserwowano wysokie stężenia baru - około 1500 mg/dm³. Wśród próbek określonych jako reprezentujące wody mieszane pomiędzy wodami III oraz Q znalazły się: 9 i 11 (KWK „Pniówek”), 23 i 25 (KWK „Jankowice”), 35 (KWK „Borynia”), 75 (KWK „Jas-Mos”) oraz 50 i 64 (KWK „Marcel”). Wśród wód podziemnych o stężeniach jonów siarczanowych pomiędzy 10 a 600 mg/dm³ i o wartości wskaźnika $\text{Cl}^-/\text{Br}^- < 300$ znalazły się także próbki wód 6 i 12 (KWK „Pniówek”), silnie przesunięte ku dodatnim wartościom $\delta^{18}\text{O}$. Powstały one w wyniku odparowania wód typu III w warunkach niskiej wilgotności i przy dobrej wentylacji (są to próbki wody z rzepia upadowej wentylacyjnej i rozlewiska w przekopie, pobrane odpowiednio z głębokości 1000 i 1100 m). Próbka 5 (KWK

„Pniówek - wypływ z obmurza szybu II, na głębokości 78 m) odpowiada odparowanej w warunkach wysokiej wilgotności wodzie współczesnej (Q).

Wody zaliczone do obszaru typowego dla najstarszych solanek infiltracyjnych (III), o wartościach $\delta^{18}\text{O}$ od około $-3,6\text{‰}$ do $-1,0\text{‰}$ i $\delta^2\text{H}$ od $-28,0\text{‰}$ do $-12,0\text{‰}$, charakteryzuje silne zróżnicowanie stężeń jonów chlorkowych, przy niewielkiej zmienności $\delta^2\text{H}$, oraz niższe wartości stężeń jodu wraz z rosnącymi stężeniami chlorków. Zawartości siarczanów w wodach tego typu nie przekraczają kilkudziesięciu mg/dm^3 , z wyjątkiem próbki nr 79 ($421 \text{ mg}/\text{dm}^3$) reprezentującej wody KWK „Zofiówka”, związane ze starymi zrobami.

Wody o zawartości $\text{SO}_4^{2-} < 10 \text{ mg}/\text{dm}^3$

Wody o stężeniach jonów siarczanowych poniżej $10 \text{ mg}/\text{dm}^3$ reprezentowane były przez próbki pobrane na głębokości od 600 do 1200 m i charakteryzowały się składem izotopowym, wskazującym ich przynależność do starych wód infiltracyjnych typu III. Należały do nich: 33 i 78 (KWK „Zofiówka”), 36 (dopływ ze zlikwidowanej KWK „Żory” do KWK „Borynia”), 67, 68 (KWK „Borynia”), 37, 39, 76 (KWK „Jas-Mos”), 49 (KWK „Rydułtowy”), 41 (KWK „Marcel”) oraz 53 i 54 (KWK „Pniówek”). Próbki 77 (KWK „Zofiówka”) i 87 (KWK „Anna”) należy zaliczyć do typu III-Q, z niewielkim udziałem wód czwartorzędowych, których obecność na głębszych poziomach może być związana z wodami technologicznymi.

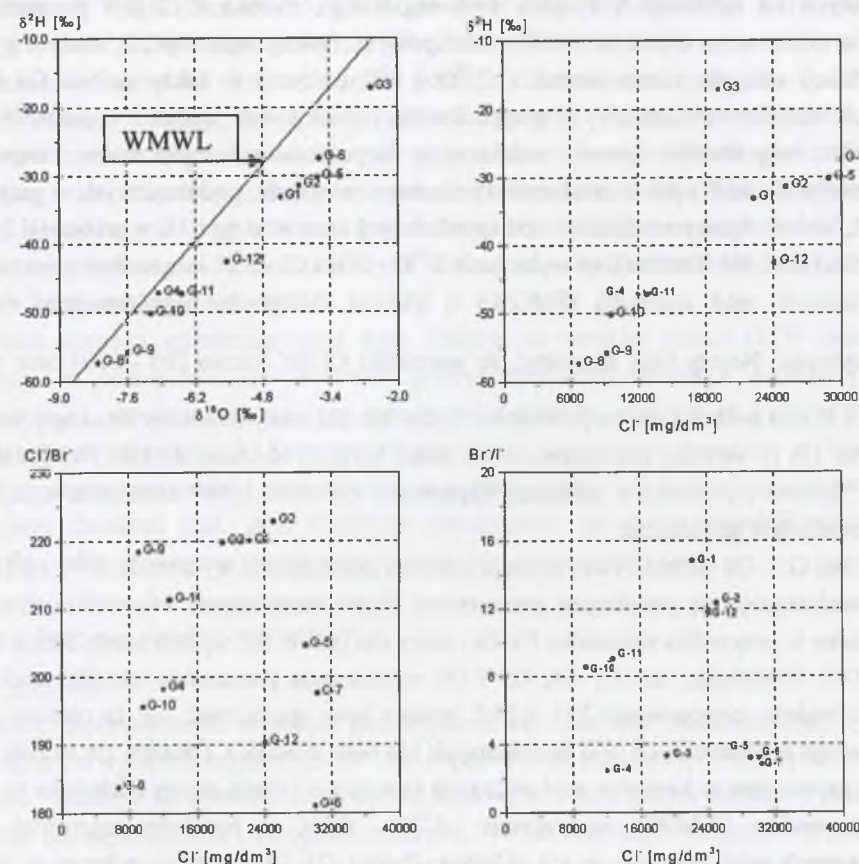
Wody podziemne pobrane w czeskiej części GZW

W czeskiej części GZW pobrano próbki wód podziemnych z poziomów wodonośnych badenu, znajdujących się w obrębie utworów pokrywowych kompleksu karbońskiego. Wody te znajdują się pod wpływem eksploatacji ujęć do celów balneologicznych oraz oddziaływania drenażu górniczego w kompleksie karbońskim.

Próbki G1 i G2, pochodzące z kopalni ČSA oraz G10, G11 i G12 - kopalnia ČSM, zostały pobrane w wyrobiskach dla reprezentacji dopływów z nadkładu - dolnego badenu (warstw dębowieckich). Należy zatem podkreślić, iż mogą one zawierać domieszki wód obcych. Próbki G3 i G4 pochodzą z otworów ujmujących do celów leczniczych uzdrowiska Darkov wody z tzw. górnego horyzontu piaszczystego dolnego badenu - Tb1. Są to wody podziemne, pochodzące z poziomu wodonośnego położonego stratygraficznie i hipsometrycznie wyżej niż poziom warstw dębowieckich. Próbki G5 i G6 pobrano w otworach ujmujących wody lecznicze dla uzdrowiska Klimkovice. Są to również wody podziemne z utworów dolnego badenu, pochodzą one jednak z tzw. dolnego poziomu piaszczystego - Tb2, obecnego w obrębie struktury Polanka nad Odrą. Wody zbiorcze likwidowanych obszarów górniczych niecki ostrawskiej i pietwałdzkiej reprezentowane są przez próbki G8 i G9; uważa się, iż przedstawiają one mieszaninę głównie wód czwartorzędowych i pochodzących z warstw dębowieckich.

Wody podziemne utworów dolnego badenu uznawane są za pogrzebane wody morskie (Grmela, 1997; Hufova, 1971; Tylčer, 1977), zatem w przypadku analizowanych próbek (z wyjątkiem G8 i G9) należałoby oczekiwać składu izotopowego bliskiego SMOW (Zuber, 1986) oraz wartości wskaźnika $\text{Cl}^-/\text{Br}^- \sim 289$ ($r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-} = 1,54 \cdot 10^{-3}$). Analizowane wody

charakteryzują się jednak składem izotopowym odmiennym od znanych z terenu Polski (np. Zabłocia i Dębowca) wód morskich miocenu.



Rys. 6.7. Zależności $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ oraz $\delta^2\text{H}$ i wartości wskaźników Cl^-/Br^- i Br^-/I^- od stężeń chlorków w wodach pobranych w czeskiej części GZW
Fig. 6.7. Diagrams of $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$, chlorides concentrations vs. $\delta^2\text{H}$, vs. Cl^-/Br^- , and vs. Br^-/I^- ratio values in mine waters

Próbki G1 i G2 wykazują znaczne podobieństwo zarówno w składzie izotopowym, jak i w wartościach parametrów fizykochemicznych oraz wskaźników Cl^-/Br^- i Br^-/I^- (rys. 6.7). Zależność $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ sytuuje próbki G1 i G2 w obrębie pozbawionych siarczanów solanek związanych z zasilaniem pretortońskim, wyróżnionych przez Plutę i Zuberą (1995). Wskaźnik Cl^-/Br^- przeczy jednak takiej genezie, gdyż przybiera znacznie niższe wartości, wskazujące na odparowanie wody morskiej. Jest prawdopodobne, iż wody te stanowią odrębny typ i pochodzą z ewaporacji wód morskich, zmieszanych z wodami o lżejszym składzie izotopowym. Te ostatnie mogłyby swój skład kształtować wskutek rozpuszczania ewaporatów, co tłumaczyłoby brak radykalnie obniżonego stosunku Cl^-/Br^- w wodzie mieszanej. W mieszaninie nie można także wykluczyć pewnego udziału wód typu III; byłoby to uzasadnione warunkami poboru próbek w wyrobiskach kopalni.

Położenie próbek G10 i G11 na wykresie $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ jest bardzo zbliżone - odpowiada ono obszarowi zajmowanemu przez wody typu VII. Położenie takie może być jednak mylące, gdyż zawierają one bez wątpienia wody podziemne, pochodzące z warstw dębowieckich, izolowanych od infiltracji VII cyklu hydrologicznego. Próbką G12 jest przesunięta w kierunku wód o nieco cięższym składzie izotopowym. Należy zauważyć, iż wody o wyższej mineralizacji osiągają niższe wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ (dotyczy to także próbek G1 i G2). Wskaźnik chlorkowo-bromkowy w przypadku wszystkich trzech próbek z kopalni ČSM nie potwierdza bezpośrednio genezy związanej z rozpuszczaniem ewaporatów. Najprostsza interpretacja wiązałaby ich pochodzenie z procesami mieszania, podobnymi jak w przypadku G1 i G2, lecz z większym udziałem wód najmłodszych oraz wód typu III w próbce G12.

Próbki G3 i G4 (Darkov), na wykresach $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ i $\text{Cl} - \delta^2\text{H}$ leżą na linii mieszania się współczesnych wód morskich (SMOW) z lekkimi izotopowo współczesnymi wodami infiltracyjnymi. Należy tutaj zauważyć, że wskaźniki Cl^-/Br^- (około 200 - 220) oraz $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ (około 0,8) obu próbek przyjmują wartości niższe niż dla wody morskiej. Znaczący jest fakt, iż próbka G3 (o wyższej mineralizacji) ma skład bardziej zbliżony do SMOW. Próbka G4 (ujęcie "Helena") pochodzi z mniejszej głębokości, co może łatwo uzasadniać udział wód współczesnych w jej składzie.

Próbki G5 i G6 (Klimkovice) zajmują podobne położenie na wykresach $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ i $\text{Cl} - \delta^2\text{H}$ charakteryzują się podobnymi parametrami fizykochemicznymi. Niewielkie różnice są zauważalne w przypadku wskaźnika Cl^-/Br^- , który dla próbki G5 wynosi około 205, a dla G6 około 181. Zakładając, że G3, G4, G5 i G6 reprezentują piaszczyste ośrodki wodonośne dolnego badenu, odpowiednio Tb1 i Tb2, można było spodziewać się, iż różnice składu izotopowego analizowanych wód podziemnych nie będą znaczące. Okazuje się jednak, iż G5 i G6 są przesunięte w kierunku wód cięższych izotopowo i nieco silniej odchylone w prawo od linii opadów (WMWL na wykresie $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$), co mogłoby sugerować udział odparowanych wód morskich w ich składzie. Próbki G5 i G6 zostały pobrane w obrębie Bramy Morawskiej, gdzie w wodach warstw dębowieckich (Tbk) obserwowane są podwyższone stężenia geogenicznego CO_2 (Grmela, 1997). Zatem w przypadku istnienia połączeń hydraulicznych pomiędzy ośrodkiem wodonośnym warstw dębowieckich a poziomami piaszczystymi należałoby oczekiwać ujemnego przesunięcia tlenowego, spowodowanego wymianą izotopową pomiędzy gazowym CO_2 a wodą (Ciężkowski, 1990; Clark, Fritz 1997).

Wartości parametrów oraz położenie punktów G8 i G9 na wykresach $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ i $\text{Cl} - \delta^2\text{H}$ są zbliżone, świadcząc o wysokim udziale w ich składzie wód najmłodszych (Q). Interpretując skład izotopowy i chemizm wód reprezentowanych przez próbki G8 i G9, należy uznać, iż wody te stanowią mieszaninę wód współczesnej infiltracji z wodami warstw dębowieckich (Labus, Grmela, 2004a). Potwierdza to fakt, iż znaczna część wód zbiorczych w tym rejonie pochodzi z drenażu utworów gruboklastycznych dolnego badenu (Grmela, 2003).

6. 3. Zmienność bazy drenażu górniczego

Na podstawie danych archiwalnych (KWK „Anna”, KWK „Borynia”, KWK „Chwałowice”, KWK „Jankowice”, KWK „Jas-Mos”, KWK „Krupiński”, KWK „Marcel”, KWK „Pniówek”, KWK „Rydułtowy”, KWK „Zofiówka” - mat. arch.) opracowano schematy odwadniania i połączeń hydraulicznych pomiędzy kopalniami (zał. 2A i 2B) oraz przeprowadzono analizę związków, jakie występują pomiędzy objętością wód odprowadzanych z kopalni, ilością wód odprowadzanych z kolejnych poziomów oraz objętością wód podziemnych dopływających do poszczególnych wyrobisk. Zróżnicowanie drenażu górniczego w obrębie kopalń południowej części GZW na terenie Polski ukazano poniżej, na przykładach reprezentatywnych dla rejonów hydrochemicznych R4 i R7 wg podziału Różkowskiego (red., 2004).

Obraz drenażu górniczego oraz jego efektów w czeskiej części GZW omówiono najpełniej w odniesieniu do utworów grubodetrytycznych dolnego badenu (warstw dębowieckich), stanowiących na tym terenie najistotniejszą strukturę z punktu widzenia bezpieczeństwa eksploatacji. Zaprezentowano także zagadnienia związane z likwidacją kopalń w niecce ostrawskiej i pietwałdzkiej oraz schemat połączeń hydraulicznych pomiędzy kopalniami czeskimi (zał. 2C). Podstawę opracowania stanowiły niepublikowane dane archiwalne oraz cytowane w tekście opracowania branżowe i publikacje.

Drenaż górniczy w polskiej części GZW

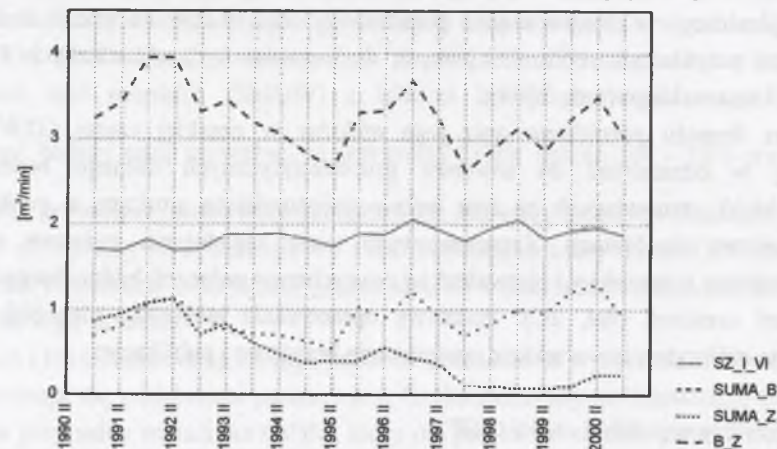
KWK „Borynia”

Wody dopływające do wyrobisk górniczych KWK „Borynia” pochodzą z jej wyrobisk górniczych i z wyrobisk kopalni „Żory”. Na dopływy wód podziemnych do wyrobisk KWK „Borynia” składają się głównie dopływy do szybów, a w mniejszym stopniu z poziomych wyrobisk udostępniających i przygotowawczych. Wśród wód odprowadzanych z poziomów kopalni, wody technologiczne przeważają nad naturalnie dopływającymi z utworów karbonu (warstw orzeskich i rudzkich) wodami podziemnymi. Te ostatnie pochodzą wyłącznie z zasobów statycznych, zatem ich ilość zależy od rozbudowy poziomów eksploatacyjnych i czasu osuszania górotworu. Dopływy charakteryzują się stopniowym zanikiem związanym z wyczerpywaniem się ich zasobów. Rejestrowano dopływy do poziomów 713 m i 838 m, podczas gdy poziomy 488 m i 588 m uległy całkowitemu osuszeniu. Oprócz wód technologicznych znaczący udział w wielkościach dopływów do poziomów mają wody pochodzące z likwidacji zbiorników wodnych. Udział tych wód oraz odcieków z podsadzania starych zrobów, w sumarycznej wielkości dopływu, jest trudny do ustalenia.

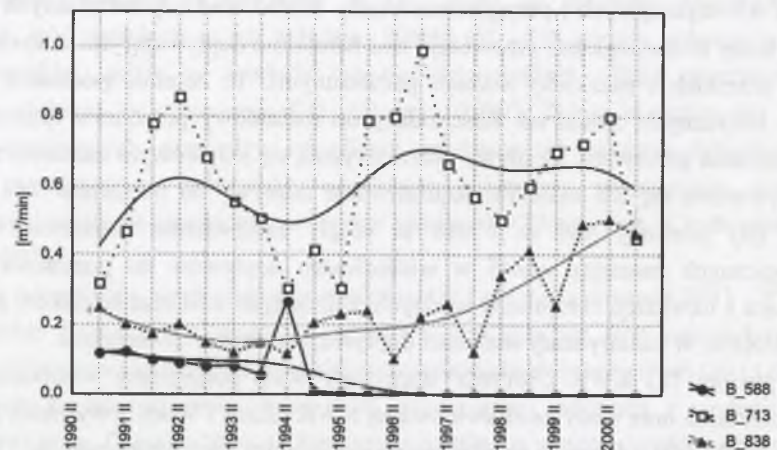
Na poziom 713 KWK „Borynia” dopływały wody podziemne, pochodzące z drenażu warstw orzeskich oraz wody ze zlikwidowanej KWK „Żory”. Wody z wyrobisk KWK „Żory” w latach 1991-2000 odbierano przekopem świerklańskim wschodnim na poz. 713 m w ilości 0,075-1,12 m³/min. Analiza dopływów do KWK „Borynia” dowodzi, iż przy stabilnym dopływie do szybów i malejącym dopływie z KWK „Żory” największe znaczenie dla zmian wielkości drenażu miały wody dopływające do poziomów (rys. 6.8). Należy jednak zaznaczyć, że w wodach poziomu 713 m znaczący udział miały wody technologiczne i wody

z likwidowanych zbiorników wodnych. Podobnie było w przypadku poziomu 838 m, gdzie na sumę objętości ujmowanych tu wód, oprócz wód naturalnych, składały się odcieki z lokowania pyłów i wody z likwidacji zbiorników wodnych.

Rozkład dopływów wód do poziomów 588, 713 i 838 m ujawnia istniejące między nimi różnice (rys. 6.9). Dopływy do poziomu 588 m wykazywały w okresie od roku 1990 do zaniku w roku 2000 trend malejący. Na poziom 713 m dopływały zmienne ilości wód, wykazując maksima w latach 1991, 1996 i 1999. Objętości wód docierających na poziom 838 m charakteryzował początkowo trend spadkowy, a od początku 1994 roku trend rosnący z licznymi wahaniami dopływów, wywołanymi wykonywaniem kolejnych wyrobisk.



Rys. 6.8. Dopływy (m^3/min) do wyrobisk KWK „Borynia”. Objaśnienia: dopływy: SZ_I_VI – z szybów; SUMA_B – z KWK „Borynia”, SUMA_Z – z KWK „Żory”, B_Z – sumaryczny
Fig. 6.8. Inflow (m^3/min) into the mine workings of the "Borynia" mine. Explanations: inflow into the mine from: SZ_I_VI – the shafts, SUMA_B – mine workings of the "Borynia" mine, SUMA_Z - mine workings of the "Żory" mine; B_Z – total inflow



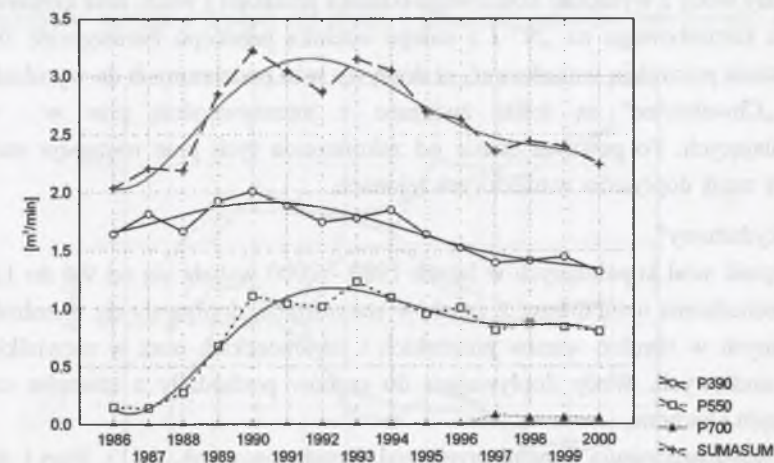
Rys. 6.9. Dopływy (m^3/min) zmierzone na poziomach KWK „Borynia”. Objaśnienia: B_588, B_713, B_838 – poziomy kopalni; linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów
Fig. 6.9. Discharges (m^3/min) at mining floors of the "Borynia" mine. Explanations: B_588, B_713, B_838 – mining floors; trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure

Zmiany dopływów do kopalni są spowodowane faktem, iż dopływy z zasobów odnawialnych są ustabilizowane mimo zależności od zasilania opadami atmosferycznymi, natomiast dopływy z zasobów statycznych ulegają szczytowaniu. Dopływy do poziomów z wyrobisk KWK „Borynia” zależą przede wszystkim od prac technologicznych prowadzonych na poziomach wydobywczych i wykazywały wzrost w latach 1991-2000.

KWK „Chwałowice”

Ilość wód kopalnianych odprowadzanych z KWK „Chwałowice” nie wykazuje związku z wielkością wydobycia węgla. Dopływ wód do kopalni składa się z dopływów do wyrobisk przygotowawczych, eksploatacyjnych i szybów, ze zrobów, do dołowych otworów wiertniczych oraz na poziomy wentylacyjne i wydobywcze. Wody pochodzenia naturalnego, pochodzące z zasobów statycznych, docierają do wyrobisk z utworów wodonośnych w obrębie warstw rudzkich i siódłowych. W analizowanym okresie w kopalni nie stosowano podsadzki plynnej. Wody podziemne dopływające do szybów są związane zarówno z zasobami dynamicznymi, jak i statycznymi, gdyż pochodzą z utworów czwartorzędu, trzeciorzędu i karbonu. Poziom 305 jest obecnie w pełni osuszony, dopływ wód podziemnych obserwowano na poziomach 390, 550 i 700.

W latach 1986-2000 dopływy do kopalni ukazują tendencję wzrostową (rys. 6.10). Wzrost ten, z maksimum w 1990 roku, (jak wynika z danych archiwalnych kopalni) spowodowany był przez wykonanie nowych wyrobisk udostępniających, głównie w partii Paruszowiec. Widoczny dalej spadek dopływów jest łagodny, biorąc pod uwagę stopień ograniczenia opisywanych robót. Miało to zapewne związek z drenażem silnie zawadzionych piaskowców warstw siódłowych. Po kolejnym wzroście dopływów w roku 1993 obserwowany jest trend malejący, zauważalny na poziomach 390 i 550.



Rys. 6.10. Dopływy (m^3/min) do wyrobisk KWK „Chwałowice”. Objaśnienia: P390, P550, P700 – poziomy kopalni; SUMASUM – dopływ całkowity do kopalni; linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów ważonych dystansami

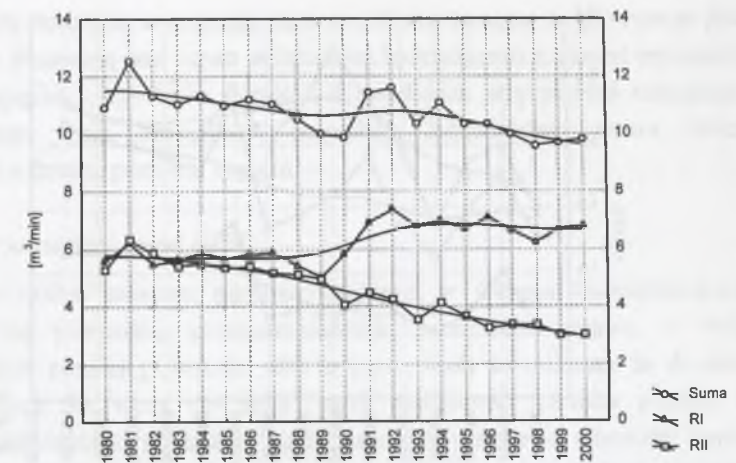
Fig. 6.10. Inflow (m^3/min) into mine workings of the "Chwałowice" mine. Explanations: P390, P550, P700 – working floors; SUMASUM – total inflow into the mine; trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure

Analiza rozwoju dopływów do wyrobisk kopalni pozwala na wyznaczenie dwóch odcinków o odmiennych tendencjach. Od 1986 r. do 1990 r. wielkości dopływów miały trend rosnący z maksimum w 1990 r. wynoszącym $Q = 3,22 \text{ m}^3/\text{min}$. Później nastąpił spadek dopływów do wartości $2,36 \text{ m}^3/\text{min}$, zmierzonej w 2000 r. Poza wymienionym wcześniej, zauważalne są inne maksima, najbardziej wyraźne z nich odpowiadają okresom: 1964-1966, 1969-1970 i 1980-1983. Wzrost dopływu z połowy lat 60. XX w. jest związany z rozpoczęciem robót górniczych w partii Paruszowiec. Na poziomie 390 m wykonano wówczas Przekop I zachodni, za uskok „C” oraz chodnik w pokładzie 360/1 i 364/1 do części Paruszowiec II. Następnie wykonano chodnik w pokł. 403/1 do części Paruszowiec III (poza uskok „D”) i chodnik w pokładzie 404/3 z przekopu Paruszowiec III poza północną granicę obszaru górniczego. Maksimum dopływów z lat 1969-1970 związane jest z wykonaniem przekopów Paruszowiec I i Paruszowiec III na poziomie 390 m i rozpoczęciem eksploatacji w części Paruszowiec I i Paruszowiec II oraz wykonaniem odcinka przekopu I wschodniego na poziomie 390 m do pokładu 404/6. Maksimum z okresu 1980-1983 jest związane z drażeniem przekopu I wschodniego i przekopu I równoległego na poziomie 390 m, którymi odsłonięto warstwy pomiędzy pokładami 405-418 i 501-506+507. Z przekopu I wsch. w kierunku północnym wykonano wówczas długi chodnik badawczy w pokł. 410/2 -411/1 oraz 600 m chodnika badawczego w pokł. 418. Ponadto, na poziomie 550 m wzdłuż zachodniej granicy obszaru górniczego wykonano około 1400 metrów przekopu kierunkowego na N. W okresie 1988-1990 następuje gwałtowny wzrost dopływu do kopalni z wartości $2,19$ do $3,22 \text{ m}^3/\text{min}$. Jego przyczyną było wykonanie na poz. 390 m nowych wyrobisk: przekopu Paruszowiec IV, dokończenie około 900 m chodnika badawczego w pokł. 418, i dokończenie Przekopu I wsch. wraz z połączeniem do szybu VII. Na poziomie 550 m dopływ ten uzupełniały wody z wyrobisk: końcowego odcinka przekopu I wsch. oraz końcowego odcinka przekopu kierunkowego na „N” i z całego odcinka przekopu Paruszowiec III. Powyższe spostrzeżenia pozwalają wnioskować, iż dopływy wód podziemnych do wyrobisk górniczych Ruchu „Chwałowice” są ściśle związane z intensywnością prac w wyrobiskach udostępniających. Po pewnym czasie od zakończenia tych prac następuje stabilizacja lub całkowity zanik dopływów w niektórych rejonach.

KWK „Rydułtowy”

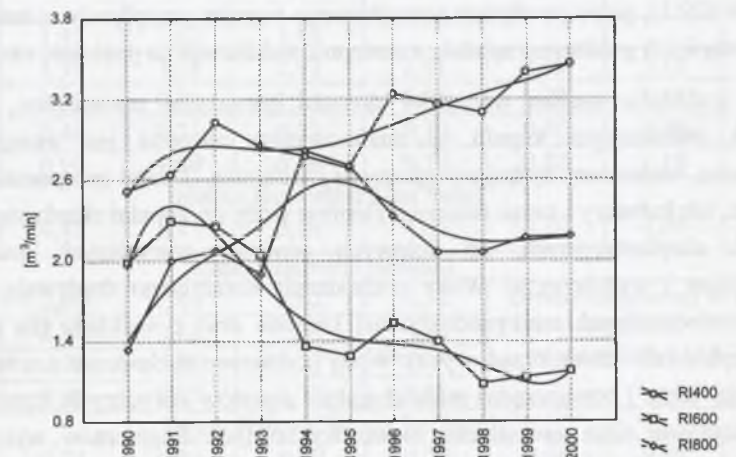
Objętość wód kopalnianych w latach 1980 - 2000 wahała się od $9,6$ do $12,53 \text{ m}^3/\text{min}$. Wody pochodzenia naturalnego, z zasobów statycznych, dopływały do wyrobisk z utworów wodonośnych w obrębie warstw porębskich i jakłowieckich oraz w niewielkim stopniu z warstw siodłowych. Wody dopływające do szybów pochodziły z utworów czwartorzędu, trzeciorzęd i karbonu.

Rozwój zawodnienia kopalni przebiegał dwuetapowo (rys. 6.11). Etap I do 1990 roku charakteryzował się wyrównanym trendem słabo malejącym, widocznym dla dopływów w obu częściach kopalni. Etap II - wykazywał początkowo wyraźny wzrost dopływów, spowodowany głównie zintensyfikowanym drenażem przez Ruch I kopalni. Od 1996 roku zauważalna była stabilizacja ilości ujmowanych wód, a sumaryczne objętości wód odprowadzanych z Ruchu II wykazywały tendencję malejącą.

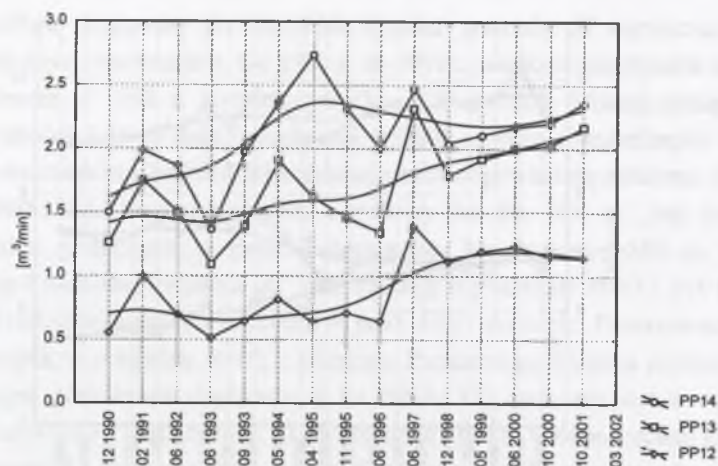


Rys. 6.11. Dopływy (m^3/min) do wyrobisk KWK „Rydułtowy”. Objaśnienia: RI - Ruch I, RII - Ruch II; linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów ważonych dystansami
 Fig. 6.11. Inflow (m^3/min) into Parts I and II of the "Rydułtowy" mine. Explanations: RI - Part I, RII - Part II; trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure

Ilość wód odprowadzanych z poziomu 400 m wykazywała tendencję wzrostową w całym analizowanym okresie, przeciwnie niż w przypadku poziomu 600 m (rys. 6.12). Na poziomie 800 m, po wzroście dopływów, z maksimum w 1994 roku, obserwowano łagodny spadek, przechodzący w roku 1999 w stabilizację. Zróżnicowanie dopływów do poziomu 400 m było rezultatem zasilania opadami atmosferycznymi, przy czym reakcja na opady występowała z opóźnieniem. Spadek dopływów do poziomu 600 m sugeruje zjawisko szczypania zasobów statycznych. Dopływy na poziom 800 m były uzależnione od postępu prac przygotowawczych - wzrost, z drugiej zaś strony z drenażem zasobów statycznych - spadek.



Rys. 6.12. Dopływy (m^3/min) do wyrobisk KWK „Rydułtowy”. Objaśnienia: RI400, RI600, RI800 - poziomy kopalni; linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów ważonych dystansami
 Fig. 6.12. Inflow (m^3/min) into mine workings of the "Rydułtowy" mine. Explanations: RI400, RI600, RI800 - working floors; trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure



Rys. 6.13. Przepływy (m³/min) w punktach kontrolnych na poziomie 800 KWK „Rydułtowy” w latach 1990-2000. Objasnienia: PP12, PP13, PP14 - punkty pomiarowe przepływu; linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów ważonych dystansami

Fig. 6.13. Discharge (m³/min) at gauging points on the working floor “800” of the “Rydułtowy” mine. Explanations: PP12, PP13, PP14 – gauging points; trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure

Objętość wód odprowadzanych z poziomu 800 składała się z dopływów mierzonych w trzech punktach pomiarowych. Dopływy do PP 12 (z odwadniania warstw porębskich i jakłowieckich) wykazywały dwa ekstrema w latach 1991 i 1997 (około 1,4 m³/min), oddzielone od siebie okresem stabilizacji (rys. 6.13). W PP 13 (wody podziemne z warstw porębskich) obserwowano mniejsze wahania przepływów z maksimum w latach 1994 i 1997. Od końca 1998 roku notowano stabilny wzrost przepływów do około 1,0 m³/min. Odmienna tendencja rysuje się dla PP 14 (wody z warstw porębskich i jakłowieckich między pokł. 713/1-2 i 629/1), gdzie po okresie początkowego wzrostu przepływów z maksimum w 1995 roku wystąpił ich gwałtowny spadek, a następnie stabilizacja na poziomie około 0,2 m³/min.

Na podstawie analizy warunków drenażu górniczego stwierdzono, iż zawodnienie wyrobisk podziemnych kopalń na analizowanym obszarze jest związane z budową geologiczną, warunkami hydrogeologicznymi i tektoniką. Zależy ono ponadto od lokalizacji wyrobisk, ich kubatury i czasu istnienia. Dopływ wody do kopalni składa się z dopływów do wyrobisk eksploatacyjnych, do dołowych otworów wiertniczych oraz na poziomy wentylacyjne i wydobywcze. Wody pochodzenia naturalnego dopływają do wyrobisk z utworów wodonośnych serii produktywnej karbonu oraz z nadkładu (na ogół z utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych). Wody podziemne pochodzące z utworów karbonu (a najczęściej także i trzeciorzędu) mają charakter zasobów statycznych, czego konsekwencją jest początkowe silne zawodnienie nowo wykonanych fragmentów wyrobisk, następnie spadek lub całkowity zanik dopływu. Wody podziemne pochodzące z utworów pokrywowych serii produktywnej, dopływające do szybów, są związane zarówno z zasobami dynamicznymi (głównie poziomów czwartorzędowych zasilanych opadami), jak i statycznymi (zwykle horyzontów wodonośnych trzeciorzędu). W rejonach, w których eksploatacja węgla została

zakończona, wody naturalne wypełniają stare wyrobiska, tworząc w górotworze podziemne zbiorniki wodne. Pozostają one często w łączności hydraulicznej z innymi rejonami kopalni poprzez strefy spekań i wyrobiska górnicze. Uzasadnione przyczynami technologicznymi odwadnianie tego typu zbiorników powoduje incydentalny wzrost ilości wód odprowadzanych z danego poziomu kopalni.

Drenaż górniczy w czeskiej części GZW

Środowisko skalne masywu górnokarbońskiego w Okręgu Ostrawsko-Karwińskim charakteryzuje się pierwotną, przepuszczalnością szczelinowo-porową, o wartościach szczególnie niskich poniżej głębokości 400 m p.p.t.; skały te zaliczane są do praktycznie nieprzepuszczalnych dla wody ($k < n \cdot 10^{-8}$ m/s). Aktywność górnicza poprzez drażnienie wyrobisk oraz eksploatację pokładów węgla naruszyła pierwotne własności hydrauliczne górotworu, powodując powstanie uprzywilejowanych dróg migracji (mających formy kanałów, liniowych sieci drenażu i in.) z silnie nieregularną siecią połączeń. Przez wytworzenie wtórnych hydraulicznie aktywnych przestrzeni sztucznie powiększyła ona porowatość szczelinową masywu. Ilość czerpanych wód dołowych, przed okresem likwidacji zakładów górniczych, w roku 1990, wynosiła około 35,4 m³/min, a w roku 2000 (w okresie pełnej restrukturyzacji górnictwa) jedynie 9,6 m³/min - tab. 6.3.

Tabela 6.3

Dopływy (m³/min) do wyrobisk kopalń czeskiej części GZW w latach 1985 – 2000

KWK	1985	1987	1990	1993	1995	1998	2000
niecka karwińska [m ³ /min]							
„ČSM“	3,36	3,19	3,77	4,51	3,60	3,41	3,05
„9 květen“	1,16	0,88	0,79				
„František“	0,78	0,70	0,62	0,69	0,86	0,83	0,13 zakończono
„1 máj“	1,32	1,62	1,66				
ČS. Armáda”	3,38	3,38	2,93	2,01	2,69	3,10	2,23
„Doubrava“	0,52	0,49	1,53	2,06	1,29	1,40	1,55
„Lazy“	0,46	0,31	0,23	0,39	0,46	0,38	0,33
„Dukla“	0,90	1,09	0,78	0,79	0,83	1,18	1,25
niecka pietwałdzka [m ³ /min]							
„J.Fučík“	4,81	5,41	3,78	4,06	4,10	4,06	zakończono V/1999
niecka ostrawska [m ³ /min]							
„Heřmanice“	2,00	2,45	2,62	2,52	Drenaż zakończony w 1997 r. Poziom zatopienia –390 m p.p.m. osiągnięto dn. 01.08.2001 r.		
„Odra“	4,29	3,86	5,63	4,30			
„J. Šverma“	7,72	5,98	6,27	zakończono			
„Ostrava „	8,00	8,05	5,77	6,08			
Rejon Příbor-Cieszyn [m ³ /min]							
„Paskov“	0,74	0,54	0,39	0,20	0,38	0,33	0,23 zakończono XI/00
„Staříč“	0,93	0,99	1,22	1,31	1,12	1,21	0,85

Właściwy opis istniejącego stanu sztucznej niejednorodności hydraulicznego środowiska masywu skalnego wymaga zaawansowanej schematyzacji i jest możliwy dzięki temu, że wielka skala analizowanego systemu pozwala na pominięcie efektu braku jednorodności. W taki właśnie sposób była modelowana niecka ostrawska podczas studium nierównomiernego zatapiania jej pojedynczych fragmentów (Grmela et al., 2003; Studie hydrogeologicznych..., 2003).

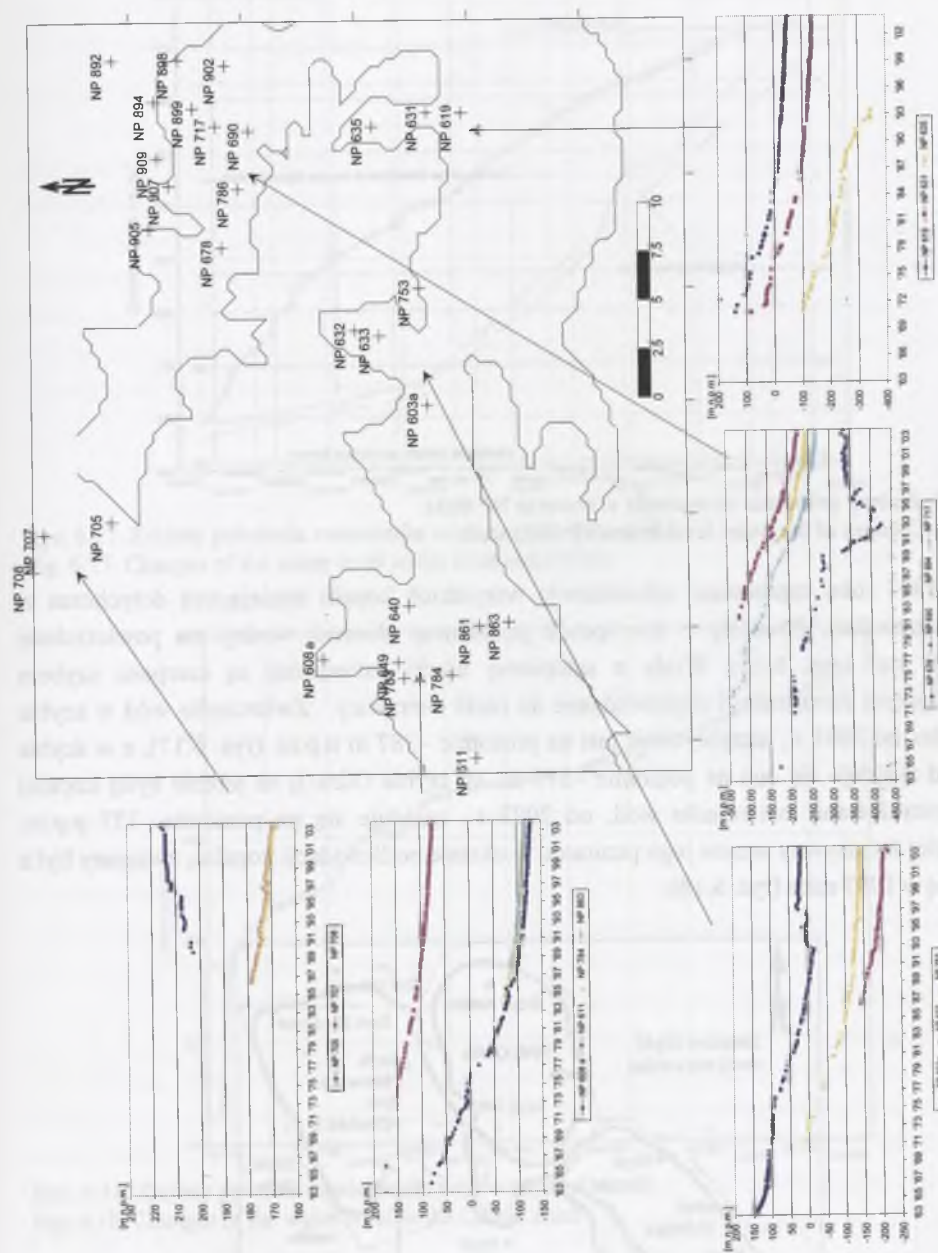
Analizowany obszar charakteryzuje się występowaniem kontaktów hydraulicznych pomiędzy wodonośnymi utworami karbonu i miocenu (facja grubodetrytyczna formacji dębowieckiej). Z tych ostatnich pochodzą wody dopływające do wyrobisk górniczych, stanowiące od 30 do 60% całkowitej objętości wód kopalnianych czeskiej części zagłębia (Grmela, 1997). W efekcie odwadniania górniczego (zwłaszcza w obszarze depresji vrbskiej) nastąpiło obniżenie zwierciadła wód aż do poziomu – 450 m p.p.m. (rys. 6.14) i spadek pierwotnych ciśnień sięgających 7 MPa (tab. 6.4) do poziomu 3 do 3,5 MPa w osiowych częściach struktury.

Tabela 6.4

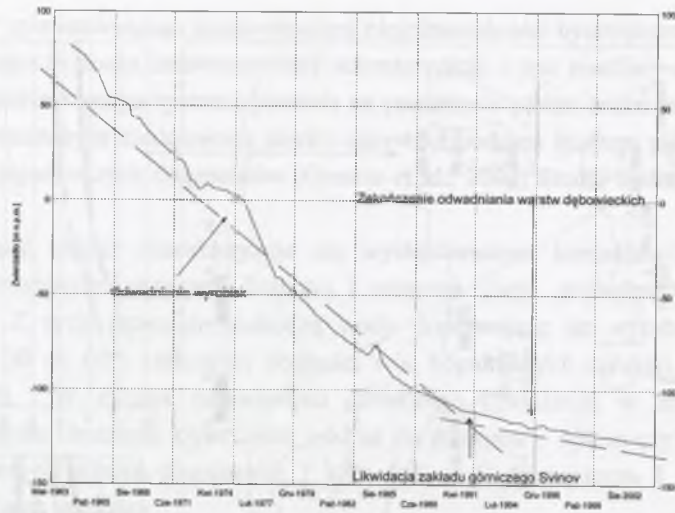
Zwierciadło wód podziemnych w utworach formacji dębowieckiej na terenie Republiki Czeskiej

Otwór	Powierzchnia terenu	Strop warstwy wodonośnej	Zwierciadło ustalone	Zwierciadło 1992	P
	[m n.p.m.]				[MPa]
depresja bludowicka					
Svinov NP 608a	+214	-160	+114	- 111,6	3
Jistebník NP 611	+227	-557	+175	+ 89,6	7,3
Stará Bělá NP 640	+248	-582	+ 82	- 96,6	6,6
Vyskovice NP 649	+217	-470	+ 91	-104,8	5,6
depresja detmarovicka					
Šilheřovice NP 708	+271	-594	+193	+175,1	7,8

Charakterystyczna jest sytuacja zobrazowana na przykładzie otworu NP 608a, usytuowanego w obrębie depresji svinovskiej (depresja drugiego rzędu w strefie depresji bludowickiej), na terenie zlikwidowanej kopalni Jan Šverma w Ostrawie. Odwadnianie wyrobisk powodowało systematyczne obniżanie zwierciadła w otworze, po likwidacji kopalni i zaprzestaniu odwadniania obserwowana jest stagnacja położenia zwierciadła wód podziemnych (rys. 6.15).



Rys. 6.14. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w utworach grubodetrytycznych dolnego badenu Czeskiej części GZW
Fig. 6.14. Changes of the groundwater level in the coarse clastic aquifer of the Lower Badenian of the Czech part of the USC

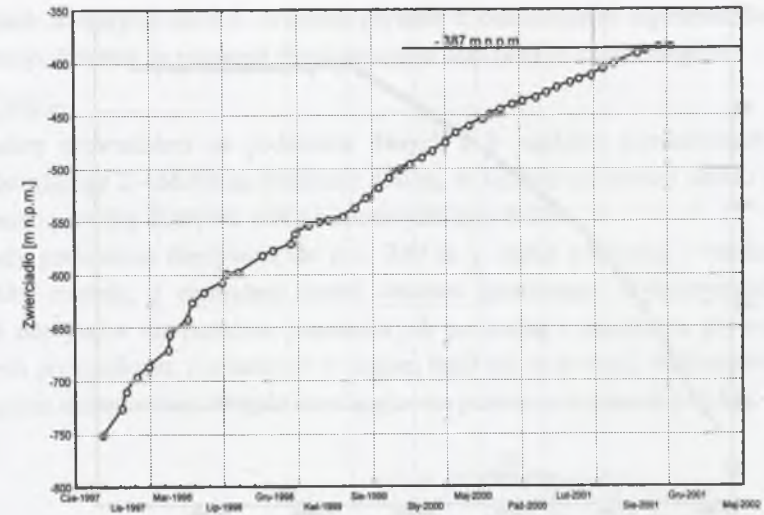


Rys. 6.15. Zmiany położenia zwierciadła w otworze NP 608a
Fig. 6.15. Changes of the water level in the NP 608a well

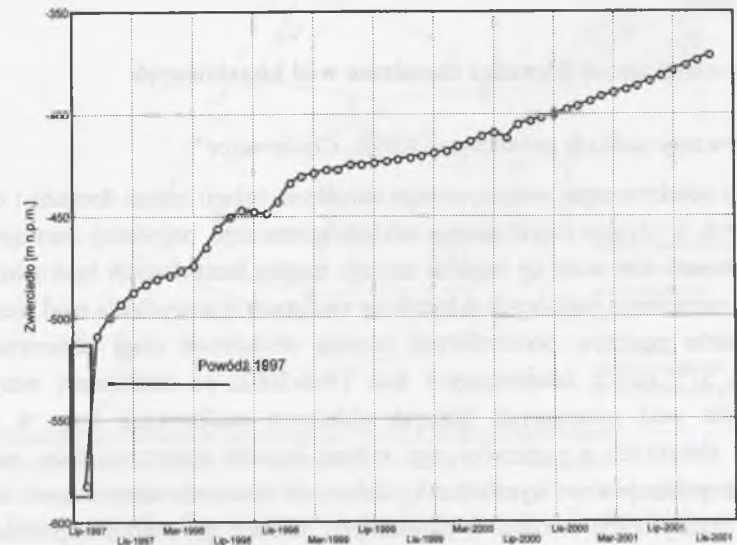
W 1997 roku zaprzestano odwadniania wszystkich kopalń istniejących dotychczas w niecce ostrawskiej. Powstały w ten sposób podziemny zbiornik wodny ma powierzchnię około 79 km² (rys. 6.16). Wody z zatopionej niecki ostrawskiej są czerpane szybem odwadniającym Jeremenko i odprowadzane do rzeki Ostrawicy. Zwierciadło wód w szybie Jeremenko, od 2001 r., utrzymywane jest na poziomie -387 m n.p.m. (rys. 6.17), a w szybie Rychvald znajduje się ono na poziomie -379 m. W szybie Odra-2, na terenie byłej kopalni Odra, kontrolowane zwierciadło wód, od 2003 r., znajduje się na poziomie -327 p.p.m. Najbardziej intensywny wzrost jego poziomu, w okresie po likwidacji kopalni, związany był z powodzią w 1997 roku (rys. 6.18).



Rys. 6.16. Schemat zasięgu podziemnych zbiorników wodnych powstałych przy likwidacji kopalń niecki ostrawskiej (wg Rapantova, Grmela, 2004; nieco zmienione)
Fig. 6.16. Schematic limits of the water bodies formed by the liquidation of the coal mines within the Ostrava Through (after Rapantova, Grmela, 2004; slightly modified)

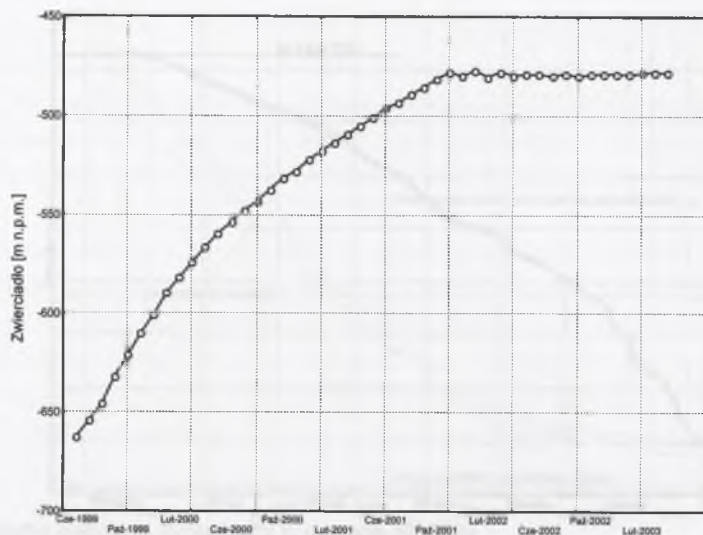


Rys. 6.17. Zmiany położenia zwierciadła wód w szybie Jeremenko
Fig. 6.17. Changes of the water level in the Jeremenko shaft



Rys. 6.18. Zmiany położenia zwierciadła wód w szybie Odra-2
Fig. 6.18. Changes of the water level in the Odra-2 shaft

Także i w niecce pietwałdzkiej (PDP), w związku z zaniechaniem działalności górniczej, nastąpił wzrost poziomu zwierciadła wód podziemnych. Tylko od czerwca 1999 do listopada 2001 zwierciadło przemieściło się o 182 m - z poziomu - 662 m do -480 m p.p.m. (Grmela, 2004). Zatopiony obszar, którego powierzchnię, przez analogię zasięgu zatapiania niecki ostrawskiej, można oszacować na 32,4 km² odwadniany jest szybem Żofie kopalni J. Fučík. Zwierciadło utrzymywane jest tutaj na poziomie -480 m p.p.m. (rys. 6.19).



Rys. 6.19. Zmiany położenia zwierciadła wód w szybie Żofie
Fig. 6.19. Changes of the water level in the Żofie shaft

6.4. Przykłady relacji zmian drenażu i chemizmu wód kopalnianych

Przykład pojedynczego zakładu górniczego - KWK „Chwałowice”

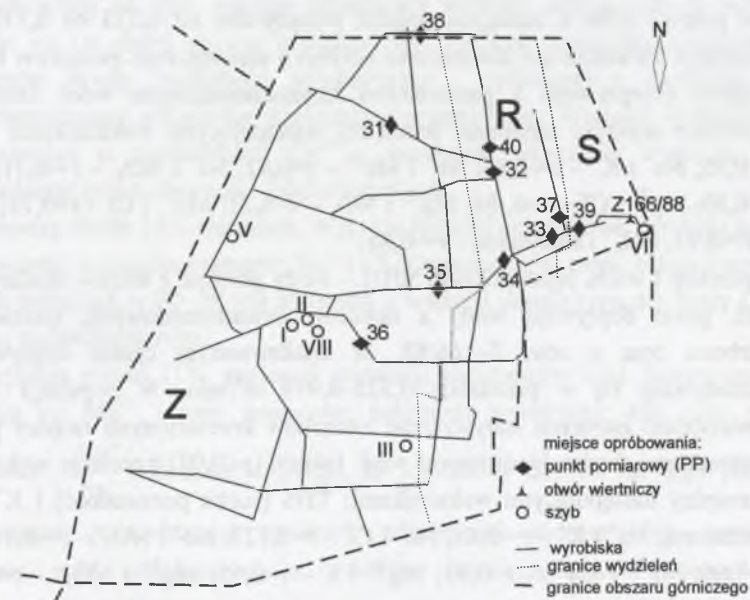
Możliwość obiektywnego, statystycznego określenia relacji zmian drenażu i chemizmu wód kopalnianych, w obrębie pojedynczego zakładu górniczego, najlepiej ilustruje przykład KWK „Chwałowice”. Dla wód tej kopalni istnieje bogata baza danych hydrochemicznych (włączając w to oznaczenia niektórych składników swoistych typowych dla wód leczniczych). Ponadto dla wielu punktów pomiarowych istnieją wieloletnie ciągi obserwacyjne. Ze zgromadzonych 577 analiz, obejmujących lata 1988-2002, po ostatecznej weryfikacji i odrzuceniu analiz wód mieszanych (których składowe analizowane były w osobnych punktach), wód zbiorczych z poziomów oraz z danej kopalni utworzono bazę, zawierającą 275 analiz wód pobranych w wyrobiskach, dołowych otworach wiertniczych i szybach. Zakładano, że intensyfikacji drenażu w określonych partiach górotworu odpowiada wzrost przepływów wód podziemnych przez odpowiednie dołowe przekroje pomiarowe. Poniżej przedstawiono rezultaty statystycznego oszacowania związków pomiędzy objętością przepływów a chemizmem wód analizowanych w poszczególnych punktach monitoringu wód dołowych (Labus, Siwek, 2003). Próby sformułowania modelu zależności między przepływem a wartościami parametrów fizykochemicznych dokonano przy zastosowaniu analizy regresji wielokrotnej. W przypadkach gdy populacje oznaczeń były odpowiednio liczne, strukturę powiązań między parametrami zbadano za pomocą analizy czynnikowej. Wykorzystano analizę osi głównych ze znormalizowaną varimax rotacją czynników, których liczbę dobierano opierając się na kryterium Kaisera. Interpretowano ładunki czynnikowe o

wartościach wyższych od 0,5. Wnioski płynące z oszacowania zaprezentowane zostały w układzie z podziałem na poziomy eksploatacyjne oraz punkty monitoringowe.

Poziom 390 m

Analizę prowadzono na podstawie danych z 9 punktów pomiarowych oraz otworu zabezpieczającego Z-166/88 na poziomie 390 m, w których pobierano próbki do analiz oraz prowadzono pomiary dopływu wód podziemnych (rys. 6.20).

Wody podziemne dopływają do poz. 390 m z części północnej i wschodniej oraz, w niewielkim stopniu, z centralnej części obszaru górniczego. Wykorzystane do obliczeń wartości dopływów do punktów pomiarowych pochodzą z pomiarów pływakiem oraz, w niektórych przypadkach, z pomiarów w rzapiu, bądź też za pomocą wodomierza. Jako istotne statystycznie akceptowano związki korelacyjne na poziomie istotności $p < 0,05$.



Rys. 6.20. Schemat opróbowania na poziomie 390 m KWK „Chwałowice”.

Objaśnienia: warstwy: S – siodłowe, R – rudzkie, Z – załęskie

Fig. 6.20. Scheme of sampling at the 390 m working floor – the „Chwałowice” mine.

Explanations: S – the saddle seams, R – the Ruda seams, Z – the Załęże seams

Północna część obszaru górniczego (rys. 6.20)

PP-31 – przekop Paruszowiec III – wody z przekopów Paruszowiec IV i Paruszowiec III zach. są to wody podziemne z warstw grupy pokładów 400. Dopływ wód do punktu 31 w analizowanym przedziale czasu wynosił $Q = 0,106-0,237 \text{ m}^3/\text{min}$ i od 1993 r. charakteryzował się stabilnością, na poziomie $0,110-0,140 \text{ m}^3/\text{min}$. Rozpatrując 9 analiz, nie stwierdzono istotnych statystycznie związków korelacyjnych między przepływem a parametrami fizykochemicznymi wód podziemnych.

PP-32 – chodnik w pokł. 410/2 – woda z przekopu Paruszowiec III wschód i chodnika w pokł. 410/2 cz. Paruszowiec III – wody z warstw pokładów grupy 400. Wielkości dopływów do punktu wynosiły od $0,088$ do $0,162 \text{ m}^3/\text{min}$. Do III kwartału 1998 r.

obserwowano stały spadek przepływów. Punkt ten zlikwidowano w marcu 1999 r. Zmieniając lokalizację punktu pomiarowego 32, w II półroczu 1999 r. założono punkt pomiarowy 32A. W obrębie populacji 9 analiz stwierdzono istotny statystycznie związek korelacyjny między przepływem a stężeniem Mg^{2+} – $r=0,863$; $p=0,027$. Pozostałe istotne ($p<0,05$) korelacje wykryto pomiędzy następującymi wskaźnikami chemizmu: Na^+ i Ca^{2+} – $r=0,92$; Na^+ i Cl^- – $r=0,97$; Mn^{2+} i K^+ – $r=0,89$; Fe_{tot} i K^+ – $r=0,86$; Mn^{2+} i azotanami – $r=0,92$; Fe_{tot} i wodorowęglanami – $r=0,98$; Br^- i jonami amonowymi – $r=0,86$.

Wschodnia część obszaru górniczego

PP-37 – chodnik badawczy w pokładzie 418/1 – wody z warstw rudzkich z pokł. 418/1 i uskoku Cl. Wielkości dopływu wód do punktu 37 wynosiły $Q=0,178-0,333$ m³/min. Od połowy 1994 r. następuje spadek przepływów od 0,333 do 0,178 m³/min. W populacji 10 analiz nie stwierdzono istotnych statystycznie związków korelacyjnych między przepływem a parametrami fizykochemicznymi wód. Istotne ($p<0,05$) korelacje wykryto natomiast pomiędzy następującymi wskaźnikami: Na^+ i Cl^- – $r=0,95$; Na^+ i K^+ – $r=-0,85$; Na^+ i Mn^{2+} – $r=0,82$; Na^+ i NO_3^- – $r=-0,71$; Mg^{2+} i K^+ – $r=0,80$; Mg^{2+} i Cl^- – $r=0,88$; Mg^{2+} i NO_3^- – $r=0,71$; Mn^{2+} i Cl^- – $r=0,75$; Fe_{tot} i HCO_3^- – $r=-0,97$; NH_4^+ i azotynami – $r=-0,83$.

PP-39 – przekop I wsch. rejon pokładu 501/1 – wody głównie z warstw siodłowych, z szybu VII, gdzie dopływają wody z utworów czwartorzędowych, trzeciorzędowych i karbonu oraz z otw. Z-166/88. W analizowanym czasie dopływy do PP-39 kształtowały się w przedziale 0,522–0,978 m³/min. W populacji 23 analiz nie stwierdzono istotnych statystycznie związków korelacyjnych między przepływem a parametrami fizykochemicznymi wód. Istotne ($p<0,05$) korelacje wykryto natomiast pomiędzy następującymi wskaźnikami: TDS (sucha pozostałość) i K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , azotanami; Na^+ i K^+ – $r=-0,68$; Na^+ i Cl^- – $r=0,727$; Na^+ i NO_3^- – $r=-0,77$; Mg^{2+} i K^+ – $r=0,66$; Mg^{2+} i Ca^{2+} – $r=0,53$; Mg^{2+} i Cl^- – $r=0,55$; Mg^{2+} i NO_3^- – $r=0,76$; Mg^{2+} i wartością wskaźnika hydrochemicznego $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ – $r=-0,53$; Mn^{2+} i NH_4^+ – $r=0,99$; Cl^-

i NO_3^- – $r=-0,51$; azotanami i $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ – $r=-0,61$.

W celu identyfikacji struktury powiązań pomiędzy parametrami wód podziemnych zastosowano analizę czynnikową, przedstawioną w rozdziale 5.2. Pozwoliła ona na przybliżoną identyfikację procesów lub zjawisk kształtujących chemizm wód dopływających do PP-39 (tab. 6.5). Poniżej przedstawiono interpretację wyodrębnionych czynników.

Czynnik 1, w obrębie którego wysokie (powyżej lub blisko 0,5) pozytywne ładunki czynnikowe uzyskują twardość ogólna (HARD), TDS (sucha pozostałość), K^+ , Mg^{2+} ,

Ca^{2+} , Fe_{tot} , NO_3^- oraz Cl^- , a negatywny ładunek posiada wartość wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$,

odpowiada za około 28% całkowitej zmienności chemizmu wód w PP-39. Czynniki ten związany jest z dopływem silnie zmineralizowanych (ładunek dla TDS = 0,93)

wód reliktowych lub dalekiego krążenia (ładunek dla $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ wynosi -0,49). Wody te

zawierają wysokie koncentracje K^+ oraz Mg^{2+} i Ca^{2+} , co wpływa na ich znaczną twardość (odpowiednie wysokie ładunki czynnikowe). Są one także relatywnie wzbogacone w jod oraz występujące jednak w niewielkich stężeniach żelazo i azotany. Należy zaznaczyć, iż wody tego typu nie dominują w składzie wód analizowanych w

PP-39. Te ostatnie, ze względu na wartości wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-} > 0,87$, zaliczają się do

wód mieszanych lub strefy stagnacji hydrodynamicznej.

Czynnik 2 odpowiada za 10% ogólnej zmienności wartości analizowanych parametrów. Ukazuje on (w dużej mierze arytmetyczny) związek pomiędzy spadkiem stężeń siarczanów (wody środowiska redukcyjnego – reliktowe) a wzrostem wartości hydrochemicznego wskaźnika siarczanowo-wapniowego. Wartości te przekraczające 0,7 świadczą o pochodzeniu Ca^{2+} z procesów odwrotnej wymiany jonowej, potwierdzając tezę o obecności wód reliktowych.

Czynnik 3 tłumaczy około 14% wariacji. Wysokie ładunki czynnikowe uzyskują tu K^+ , Fe_{tot} oraz azotany, a znaczące ujemne: Na^+ i Cl^- . Oznacza to, iż część żelaza i azotanów w wodach badanych w PP-39 jest związana z wodami innego typu niż wody Cl-Na, np. wodami technologicznymi.

Czynnik 4 wyjaśnia ponad 11% wariacji populacji parametrów wód. Pozytywne ładunki uzyskują tu: Mn^{2+} i jony amonowe, natomiast negatywne: Ba^{2+} , Br^- i wartość wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$. Rezultat sugeruje, iż wzmożony dopływ do tego punktu wód podziemnych pochodzących ze strefy utrudnionej wymiany (np. zawierających siarczany wód podziemnych z utworów trzeciorzędowych; ujemny ładunek czynnikowy dla $r \frac{Na^+}{Cl^-}$, dodatni dla SO_4^{2-}) powoduje rozcieńczenie bogatszych w Br^- i

Ba^{2+} (ujemne ładunki czynnikowe dla Ba^{2+} i Br^-) wód z utworów karbonu.

Czynnik 5 określa niemal 7% zmienności analizowanej populacji i ukazuje związek zmian stężeń Ca^{2+} ze zmianą koncentracji wodorowęglanów w badanych wodach, wynikający z dostawy wód infiltracyjnych (przez szyb VII), prawdopodobnie z czwartorzędowych utworów pokrywowych karbonu.

OTWÓR Z-166/88 – otwór zabezpieczający w przekopie I wsch. – wody z warstw siodłowych i porębskich. Wpływ z otworu w analizowanym okresie systematycznie spadał i wynosił 0,0035–0,0061 m³/min. Skomplikowane, istotne związki korelacyjne parametrów fizykochemicznych (oraz wielkości dopływów) wód wypływających z otworu wymagały opracowania za pomocą analizy czynnikowej (tab. 6.6); uzyskano następującą interpretację.

Czynnik 1 (14% zmienności) charakteryzuje wody formujące się pod wpływem procesów wymiany jonowej. Ubytek Na^+ rekompensowany jest przez wzrost stężeń Ca^{2+} ; powoduje to spadek wskaźnika chlorkowo-sodowego, osiągającego w tym punkcie wartości typowe dla wód stagnujących. Wody te mają charakter słabo utleniający (ładunek pozytywny azotynów) i zawierają relatywnie podwyższone stężenia Mn^{2+} .

Czynnik 2 – w początkowym okresie eksploatacji otworu, charakteryzującym się wyższymi przepływami, ujmowane wody zawierały podwyższoną zawartość jonów wodorowęglanowych (stąd wyższa zasadowość mineralna – M) oraz wyższe stężenia Ba^{2+} . Były to wody o relatywnie niższej zawartości K^+ oraz nieco bliższe genezą strefie wód intensywnej wymiany niż wody interpretowane w czynniku 1.

Czynnik 3 Podwyższony przepływ w początkowym okresie funkcjonowania otworu charakteryzował się wodami o relatywnie niższej mineralizacji (rys. 6.21) i tym samym niższymi stężeniami: K^+ , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe_{tot} oraz I^- . Obecność jodu wydaje się zatem być tutaj związana z wodami silnie zmineralizowanymi.

Czynnik 4 sugeruje związki wzrastających koncentracji Br^- (ładunek czynnikowy bliski 0,5) z wodami o charakterze dalekim od redukcyjnego – spadek zawartości zredukowanych form azotu – jonów amonowych.

Czynnik 5 wyjaśnia wraz z poprzednimi 71% wariancji populacji analiz - ukazuje główny związek pomiędzy jonami Na^+ i Cl^- , najliczniej występującymi w badanych wodach. Wody takie zubożone są w potas (ładunek czynnikowy ze znakiem przeciwnym).

Tabela 6.5
Rezultaty analizy czynnikowej dla PP-39 – przekop I wsch.
rejon pokładu 501/1 - KWK „Chwałowice”

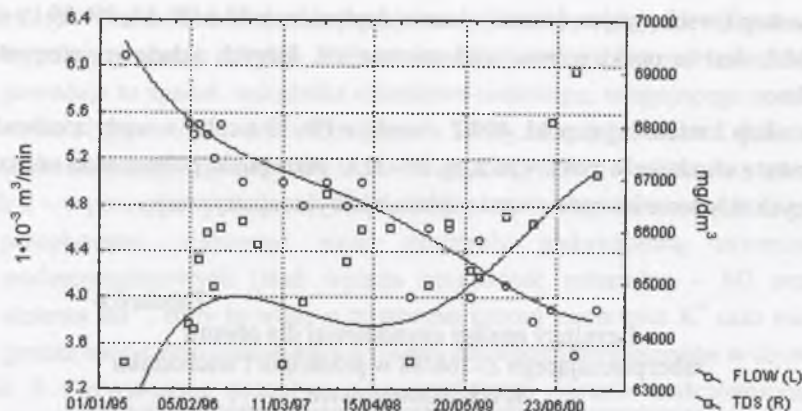
	Ładunki czynnikowe				
	Czynnik 1	Czynnik 2	Czynnik 3	Czynnik 4	Czynnik 5
HARD	0.920	-0.033	0.065	0.088	0.315
TDS	0.934	-0.117	-0.034	0.054	-0.030
Na^+	-0.305	0.012	-0.842	-0.339	-0.048
K^+	0.693	0.156	0.510	0.275	-0.180
Mg^{2+}	0.891	-0.071	0.099	0.098	0.043
Ca^{2+}	0.608	0.071	0.005	0.063	0.739
Mn^{2+}	0.379	-0.061	0.353	0.676	0.178
Fe_{tot}	0.668	0.102	0.500	0.061	-0.088
NH_4^+	-0.023	-0.233	-0.107	0.581	0.193
Ba^{2+}	-0.058	0.040	-0.082	-0.558	0.210
Cl^-	0.019	0.018	-0.851	0.156	-0.178
Br^-	-0.047	-0.002	0.032	-0.555	0.009
I^-	0.470	0.123	-0.005	0.299	0.083
SO_4^{2-}	0.105	-0.944	-0.003	0.138	0.113
NO_3^-	0.761	0.036	0.631	0.109	-0.013
NO_2^-	-0.332	-0.162	-0.137	-0.053	0.016
HCO_3^-	-0.054	0.035	0.100	-0.030	0.586
$r(\text{Na}^+/\text{Cl}^-)$	-0.493	0.004	-0.290	-0.626	0.115
$r(\text{Ca}^{2+}/\text{Ca}^{2+}+\text{SO}_4^{2-})$	0.203	0.938	-0.006	-0.101	0.270
Udział wariancji	0.277	0.102	0.138	0.115	0.068

PP-33 – przekop I wsch. (rejon dworca) – suma dopływów wód z PP-37, PP-39 i z otw. Z-166/88. Jest to punkt poboru wód mieszanych, których składowe interpretowano osobno.

PP-34 – przekop I wsch. rejon pokł. 409/2 - wody z PP-33 (cała) + wody z odwadniania warstw z chodnika w pokł. 410/2, tj. PP-32A. Jako punkt poboru wód mieszanych, których składowe interpretowano osobno, nie był rozpatrywany.

Tabela 6.6
Rezultaty analizy czynnikowej dla otworu
zabezpieczającego Z-166/88 w przekopie I wschodnim
KWK „Chwałowice”

	Ładunki czynnikowe				
	Czynnik 1	Czynnik 2	Czynnik 3	Czynnik 4	Czynnik 5
FLOW	-0.046	0.725	0.583	0.023	-0.081
pH	-0.182	0.217	0.402	0.311	-0.101
M	0.001	0.986	0.004	0.130	0.090
TDS	0.248	-0.316	-0.735	0.060	-0.360
Na^+	-0.496	0.108	0.287	0.037	-0.818
K^+	0.304	-0.461	-0.579	0.090	0.421
Mg^{2+}	-0.013	-0.299	-0.825	-0.259	0.105
Ca^{2+}	0.778	-0.185	-0.002	-0.181	0.199
Mn^{2+}	0.400	-0.179	-0.631	-0.265	0.278
Fe_{tot}	0.054	0.086	-0.567	0.353	0.221
NH_4^+	0.128	0.005	0.015	-0.704	0.021
Ba^{2+}	-0.033	0.500	0.352	0.504	0.102
Cl^-	-0.081	-0.229	0.114	-0.091	-0.902
Br^-	0.282	0.302	0.141	0.460	0.116
I^-	-0.123	0.126	-0.639	-0.076	0.150
SO_4^{2-}	0.316	0.089	-0.220	-0.041	-0.005
NO_2^-	0.851	0.175	0.135	0.200	0.046
HCO_3^-	0.001	0.986	0.004	0.128	0.090
$r(\text{Na}^+/\text{Cl}^-)$	-0.707	0.402	0.354	0.147	-0.318
Udział wariancji	0.139	0.190	0.190	0.078	0.113



Rys. 6.21. Zmiany przepływu i mineralizacji w wodach z otw. Z-166/88 - KWK „Chwałowice”.
Objaśnienia: FLOW – przepływ ($1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{min}$); TDS - mineralizacja (mg/dm^3); linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów ważonych dystansami
Fig. 6.21. Changes of flow ($1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{min}$) and TDS (mg/dm^3) in waters from the Z-166/88 borehole - the "Chwałowice" mine. Trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure

Centralna część obszaru górniczego

PP-35 – Przekop I wsch. 401/3 – wody pochodzą z odwadniania warstw rudzkich położonych pomiędzy punktami PP-34 i PP-35. Silnie zróżnicowany w czasie dopływ wynosił $Q = 0,010-0,083 \text{ m}^3/\text{min}$. Określone dla 9 analiz z PP-35 zależności korelacyjne dowodzą, iż wzmożonym przepływom odpowiada wyższa mineralizacja wód (rys. 6.22) o charakterze mniej utleniającym (wskazują na to względnie wysokie koncentracje jonów amonowych), charakteryzujących się podwyższonymi stężeniami Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Mn^{2+} i Cl^- , przy niższych stężeniach jonów wodorowęglanowych.

Mimo to analizowane wody charakteryzują się wskaźnikiem $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ o wartościach

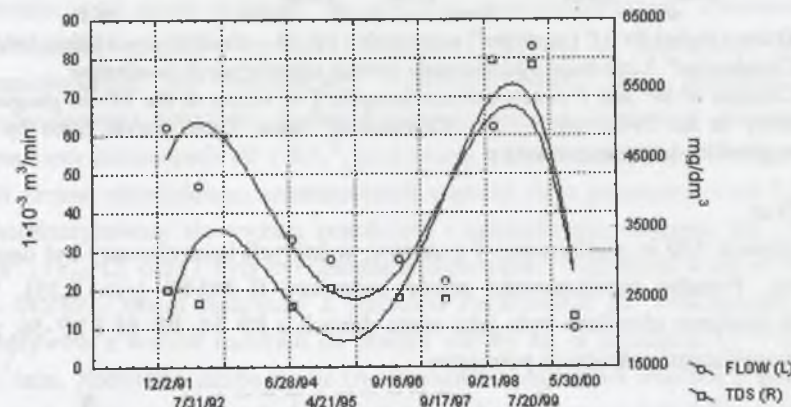
typowych dla wód podziemnych intensywnej wymiany. Dopływające do PP-35 wody zawierać mogą także składową wód bliższych strefie utrudnionej wymiany - te zaś odznaczają się podwyższonymi stężeniami K przy ograniczonych koncentracjach azotanów i wodorowęglanów. Jod i brom (rys. 6.23) koncentrują tu się przy niższym pH i niższej zawartości żelaza.

PP-36 – chodnik w pokładzie 348/1 – wody z części obszaru górniczego partii IIa + IIb, z warstw orzeskich i rudzkich. Pomiary silnie zróżnicowanego dopływu wykonane w analizowanym okresie dały wyniki w przedziale $Q = 0,003-0,010 \text{ m}^3/\text{min}$. Analiza związków korelacyjnych w mało licznej populacji rozpatrywanych analiz pozwala jedynie na wysunięcie przybliżonych wniosków – mniejsze dopływy charakteryzują się wodami o wyższym pH, mineralizacji, twardości ogólnej i koncentracji Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} i Cl^- oraz niższych wartościach wskaźnika chlorkowo-sodowego i stężeniach Mn. Dodatkowo związki korelacyjne wykryto także pomiędzy stężeniami Fe_{tot} i siarczanów oraz jonów amonowych. Stężenia bromków i jodków nie wykazywały istotnych statystycznie korelacji z pozostałymi analizowanymi parametrami. Zauważono jednak podobieństwo zmian ich stężeń w rozpatrywanym czasie

(rys. 6.24) (liczba oznaczeń jest tu jednak niewielka i nie uprawnia do jednoznacznych wniosków).

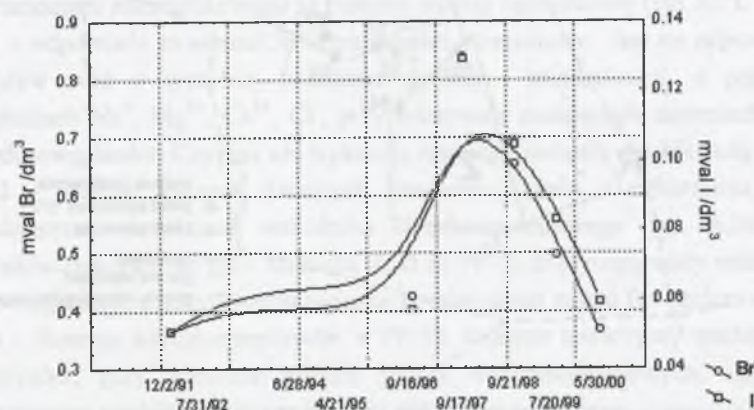
PP-30 – komora pomp – woda zbiorcza z poziomu jako punkt poboru wód mieszanych, których składowe interpretowano osobno, nie był rozpatrywany.

Na poziomie 390 m istniały w przeszłości punkty, które w niniejszym opracowaniu nie zostały uwzględnione ze względu na znikomą ilość reprezentatywnych analiz; były to: PP-38 – przekop Paruszowiec IV – woda z warstw rudzkich pomiędzy pokładami 405/2 i 411/1 (zlikwidowany w 1995 r) i PP-40 – chodnik w pokładzie 410/2 – zlikwidowany w czerwcu 1999 roku.



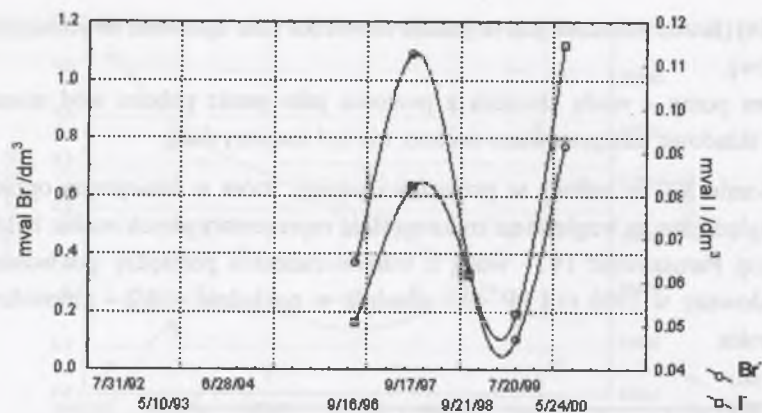
Rys. 6.22. Zmiany przepływu i mineralizacji w wodach PP-35 – Przekop I wsch. 401/3 – KWK „Chwałowice” FLOW – przepływ; TDS – mineralizacja; linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów

Fig. 6.22. Changes of flow and TDS in waters at the PP-35 point – the Eastern Drift I; 401/3 seam – the "Chwałowice" mine. Trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure



Rys. 6.23. Stężenia Br i I [mval/dm^3] w wodach z PP-35 – Przekop I wsch. 401/3 – KWK „Chwałowice”. Linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów

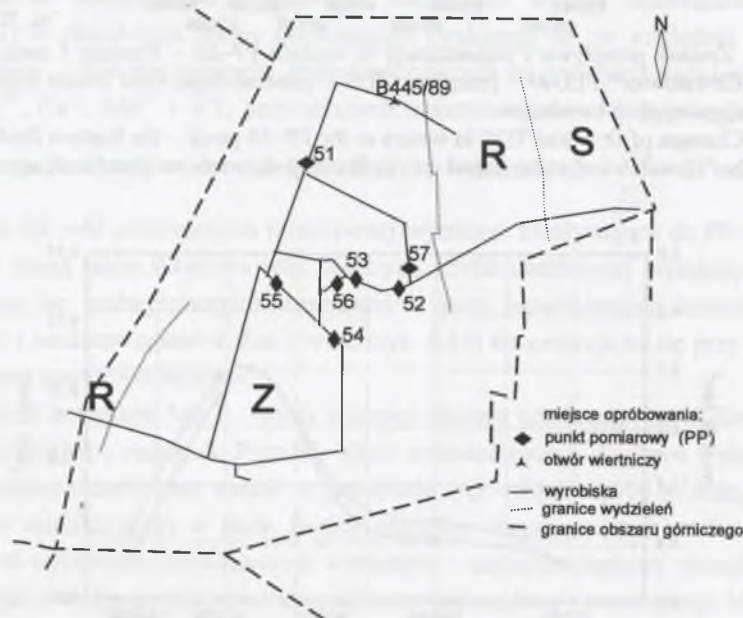
Fig. 6.23. Br and I concentrations [mval/dm^3] in waters at the PP-35 gauging point – the Eastern Drift I; 401/3 seam – the "Chwałowice" mine. Trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure



Rys. 6.24. Zmiany stężeń Br⁻ i I⁻ [mval/dm³] w wodach z PP-36 – chodnik w pokładzie 348/1 – KWK „Chwałowice”. Linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów
 Fig. 6.24. Changes of Br⁻ and I⁻ concentrations [meq/dm³] in waters at the PP-36 gauging point – gallery in the 348/1 seam – the „Chwałowice” mine. Trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure

Poziom 550 m

Na poziomie 550 m analizowano 7 punktów, w których kontrolowany był dopływ wód do poziomu. Ponadto monitorowano otwór badawczy B-445/89 (rys. 6.25). Wielkość dopływu do poziomu określana była jako suma danych z PP-54, PP-55 i PP-56, pozostałe punkty były miejscami pośrednich pomiarów.



Rys. 6.25. Punkty opróbowania na poziomie 550 m – KWK „Chwałowice”

Objaśnienia: S – siodłowe, R – rudzkie, Z – załęskie

Fig. 6.25. Sampling points at the 550 m working floor – the „Chwałowice” mine.

Explanations: S – the saddle seams, R – the Ruda seams, Z – the Załęże seams

Część północna obszaru górniczego

PP-51 – przepływ kierunkowy na N – wody z warstw rudzkich i z otworu badawczego B-445/89 (dopływy z otworu stanowiły około 12–15%). W analizowanym czasie zmierzono silnie zmienne dopływy w przedziale $Q = 0,300-0,641 \text{ m}^3/\text{min}$. Występujące między parametrami wód związki korelacyjne pozwoliły na identyfikację zespołów procesów regulujących chemizm wód w PP-51. Podczas większych dopływów do otworu badana woda zawierała względnie wyższe stężenia Fe_{tot} i Mn^{2+} , jodu oraz siarczanów i azotynów, niższe natomiast były koncentracje K^+ i azotanów. Wzrost dopływów wykazuje związek ze wzrostem wartości wskaźnika chlorkowo-sodowego (nieprzekraczającego wartości 0,9), wskazując na wzrost udziału wód strefy zbliżonej do stagnacji hydrodynamicznej. Zauważono także powiązania między wzrostem twardości ogólnej ze stężeniami jodu oraz zmniejszaniem się koncentracji wodorowęglanów, przy wzroście wartości wymienionego wskaźnika hydrochemicznego. Spadek dopływów związany był ze spadkiem koncentracji Br^- i SO_4^{2-} , przy rosnących stężeniach Fe_{tot} . Wody o wyższym pH (mimo niewielkiego zróżnicowania wartości tego parametru – od 7,1 do 7,9) charakteryzowały się wyższą twardością i mineralizacją. Stężenia Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe_{tot} , Cl^- oraz I⁻ były ujemnie skorelowane z wydatkiem wody w otworze.

Otwór B-445/89 – otwór badawczy z przepływu Paruszowiec III. Analizowane wielkości dopływów z warstw rudzkich do otworu wahały się w przedziale $Q = 0,039-0,081 \text{ m}^3/\text{min}$. Niewielka liczba analiz ($n=4$) pozwala jedynie na wniosek o potencjalnych związkach pomiędzy wielkością dopływu a obniżaniem się stężeń Br^- oraz spadkiem koncentracji jodu ze wzrostem udziału wodorowęglanów.

Część wschodnia obszaru górniczego

PP-52 – przepływ I wsch. – wody z warstw rudzkich z części wschodniej obszaru górniczego. Dopływy w PP-52 wynosiły $Q = 0,148-0,416 \text{ m}^3/\text{min}$. Zależności pomiędzy parametrami zidentyfikowano za pomocą analizy czynnikowej (tab. 6.7).

Czynnik 1 – odpowiada za niemal 38% zmienności parametrów. Jest on odpowiedzialny za dopływ wód o wysokiej twardości ogólnej i mineralizacji, o podwyższonych stężeniach Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , przy relatywnie malejących stężeniach azotynów i wodorowęglanów. Czynniki nie wykazuje istotnego związku z wielkością przepływu.

Czynnik 2 – ukazuje związek rosnących koncentracji jodu z zawartością azotanów i malejącymi wartościami wskaźnika chlorkowo-sodowego (rys. 6.26), które nie przekraczają wartości 0,87. Oznacza to, iż do PP-52 dopływają wody reliktowe.

Czynnik 3 – informuje o pozytywnym związku korelacyjnym stężeń Br^- i żelaza ogólnego.

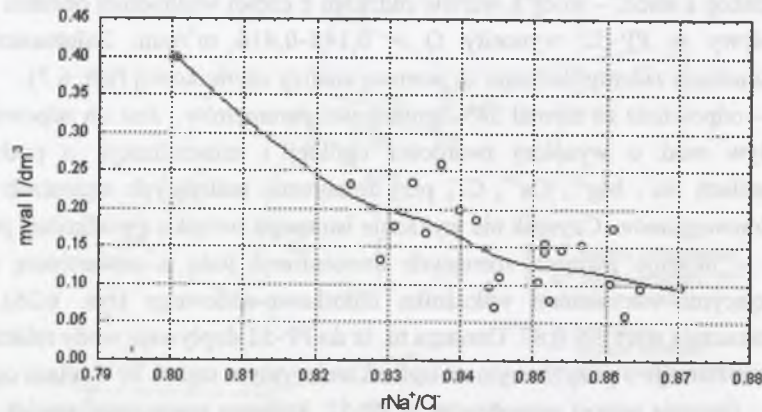
Czynnik 4 – ilustruje wzrost przepływów w PP-52, któremu towarzyszy spadek stężeń K^+ i azotynów, przy wzroście udziału jonów wodorowęglanowych. Zjawisku temu towarzyszy spadek wartości wskaźnika chlorkowo-sodowego.

Czynnik 5 – wraz z pozostałymi opisuje 78% zmienności analizowanej populacji. Tłumaczy on współzależność zmian stężeń K^+ , Fe_{tot} oraz azotanów. Czynniki ten może być interpretowany wspólnie z czynnikiem 2, jako zespół ogólnych, korelacyjnych prawidłowości rządzących parametrami solanek dopływających do PP-52.

Tabela 6.7

Rezultaty analizy czynnikowej dla PP-52 – przekop I wsch.
KWK „Chwałowice”

	Ładunki czynnikowe				
	Czynnik 1	Czynnik 2	Czynnik 3	Czynnik 4	Czynnik 5
FLOW	0.258	0.132	-0.113	0.666	-0.038
pH	0.587	0.166	-0.006	0.173	0.346
HARD	0.932	-0.040	0.009	0.306	-0.026
M	-0.773	0.094	0.138	0.426	-0.006
TDS	0.967	0.027	-0.051	0.114	0.028
Na ⁺	0.886	0.332	-0.101	-0.109	0.227
K ⁺	-0.189	-0.026	-0.175	-0.542	-0.581
Mg ²⁺	0.908	-0.180	0.070	0.241	-0.078
Ca ²⁺	0.879	0.113	-0.060	0.345	0.033
Mn ²⁺	-0.036	-0.007	0.463	-0.091	0.011
Fe _{tot}	-0.070	-0.200	0.094	0.108	-0.833
NH ₄ ⁺	-0.080	0.009	-0.387	0.233	0.357
Cl ⁻	0.950	0.133	-0.083	0.056	0.184
Br ⁻	0.009	-0.010	0.971	0.102	-0.034
I ⁻	-0.114	-0.930	0.185	-0.116	-0.198
NO ₃ ⁻	-0.042	-0.481	0.087	0.190	-0.734
NO ₂ ⁻	-0.627	0.009	0.151	-0.453	0.208
HCO ₃ ⁻	-0.773	0.094	0.137	0.426	-0.006
r(Na ⁺ /Cl ⁻)	-0.229	0.697	-0.057	-0.557	0.196
r(Ca ²⁺ /Ca ²⁺ +SO ₄ ²⁻)	0.948	0.087	-0.084	0.202	0.001
r(Cl ⁻ /Br ⁻)	0.422	0.024	-0.870	-0.153	0.081
r(Br ⁻ /I ⁻)	0.153	0.754	0.221	0.258	0.182
Udział wariancji	0.377	0.111	0.108	0.100	0.094



Rys. 6.26. Stężenia I⁻ [mval/dm³] względem wartości wskaźnika r(Na⁺/Cl⁻) w wodach PP-52 - przekop I wsch. - KWK „Chwałowice”. Linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów
Fig. 6.26. Iodine concentrations [mval/dm³] vs. r(Na⁺/Cl⁻) of waters at the PP-52 gauging point - the Eastern Drift I; the 550 m working floor - the "Chwałowice" mine. Trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure

Część centralna obszaru górniczego

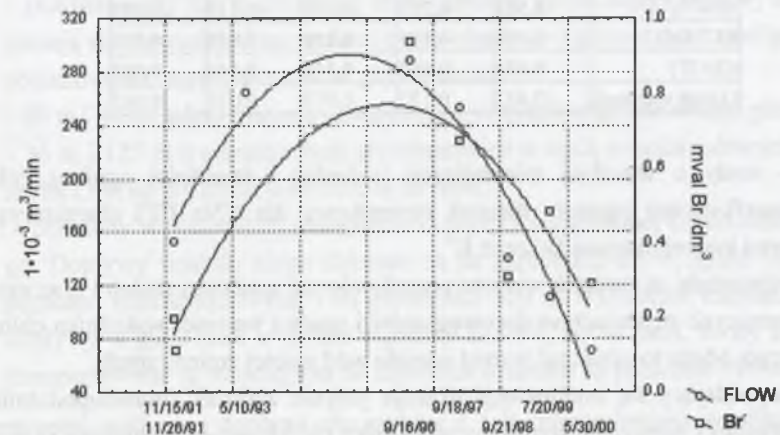
PP-56 – przekop I wsch. – wody z PP-52 i wody z odwodnienia przekopu pomiędzy PP-52 i PP-56. Dopływ pochodzi z warstw rudzkich. PP-55 – przekop zbiorczy – wody z warstw rudzkich pomiędzy pokł. 403/1 i 405/2 z części północnej obszaru górniczego, w tym wody z PP-51. Jako punkty poboru wód mieszanych, których składowe interpretowano osobno, PP-56 i PP-55 nie były rozpatrywane.

Część południowa obszaru górniczego

PP-54 – przekop kierunkowy na S – wody z warstw rudzkich, z chodnika podstawowego w pokł. 404/5 z południowej części obszaru górniczego i niewielka ilość wody z szybu III, doprowadzanej poprzez poziomy 305 i 390 m. Silnie zmienne w czasie dopływy w PP-54 wynosiły $Q = 0,072-0,289 \text{ m}^3/\text{min}$. We wnioskowaniu uwzględniono populację 8 analiz. Interpretacja macierzy korelacji parametrów wód wykazała istnienie istotnych związków pomiędzy intensywnością dopływu wód do PP-54 a stężeniami bromków ($r=0,91$; $p<0,03$) – rys. 6.27. Pozostałe parametry nie wykazywały podobnych związków z przepływami. Struktura istotnych powiązań statystycznych w obrębie macierzy korelacji sugeruje, iż dopływające do punktu wody posiadają wyższą mineralizację i charakteryzują się wyższymi koncentracjami Br⁻ i I⁻, wówczas gdy przeważa w tych wodach (na podstawie wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$) składowa reliktowa.

PP-50 – komora pomp – woda zbiorcza z poziomu. Punkt ten, jako miejsce dopływu wód mieszanych, nie był analizowany.

Na poziomie 550 m przy przekopie łączącym w przekopie I wschodnim istniał PP-53, zlikwidowany w marcu 1997 roku. Punktu tego nie uwzględniono w interpretacji.



Rys. 6.27. Wykres zmienności stężeń Br⁻ [mval/dm³] i przepływów w PP-54 – przekop kierunkowy na S – KWK „Chwałowice”. Objasnienia: FLOW – przepływy ($1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{min}$); linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów ważonych dystansami
Fig. 6.27. Changes of flow ($1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{min}$) and Br⁻ concentrations (mval/dm³) in waters at the PP-54 gauging point – the directional drift to the South; the 550 m working floor – the "Chwałowice" mine. Trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure

Poziom 700 m

Na poziomie 700 m istniał punkt pomiarowy PP-71, zlokalizowany na przekopie pochylonym, odstawczym do poz. 550 m. Wody doń dopływające pochodziły z warstw orzeskich i rudzkich. Przepływy wynosiły $Q = 0,04-0,08 \text{ m}^3/\text{min}$. Interpretacji związków pomiędzy parametrami pomierzonymi w PP-71 dokonano za pomocą analizy czynnikowej (tab. 6.8). Populacja liczyła 15 analiz.

Tabela 6.8
Rezultaty analizy czynnikowej dla PP-71
na przekopie do poz. 550 m – KWK „Chwałowice”

	Ładunki czynnikowe				
	Czynnik 1	Czynnik 2	Czynnik 3	Czynnik 4	Czynnik 5
FLOW	-0.061	0.523	0.049	0.236	-0.520
pH	-0.246	-0.323	-0.091	-0.853	0.091
HARD	0.959	-0.149	0.044	0.107	0.014
TDS	0.972	-0.028	0.049	0.030	0.061
Na ⁺	0.960	0.108	0.085	-0.001	0.072
K ⁺	0.920	-0.104	0.032	0.165	-0.032
Mg ²⁺	0.877	0.044	0.063	0.279	0.009
Ca ²⁺	0.896	-0.280	0.019	-0.045	0.016
Fe _{tot}	0.127	0.113	0.100	0.014	0.870
NH ₄ ⁺	-0.144	0.381	0.298	-0.420	0.378
Ba ²⁺	0.323	0.477	0.064	-0.505	-0.421
Cl ⁻	0.970	0.003	0.080	0.051	0.058
Br ⁻	0.753	0.055	-0.628	0.042	-0.035
I ⁻	0.148	-0.907	0.153	-0.067	-0.089
SO ₄ ²⁻	-0.801	0.099	0.123	0.119	0.047
NO ₃ ⁻	-0.467	-0.747	-0.232	-0.024	-0.090
NO ₂ ⁻	-0.431	0.479	0.028	0.022	0.037
HCO ₃ ⁻	-0.629	0.484	0.137	0.313	-0.049
r(Na ⁺ /Cl ⁻)	-0.501	0.727	0.056	-0.315	-0.009
r(Cl ⁻ /Br ⁻)	0.141	-0.106	0.870	0.049	0.076
r(Br ⁻ /I ⁻)	-0.034	0.660	-0.316	0.149	-0.052
Udział wariancji	0.412	0.177	0.072	0.075	0.067

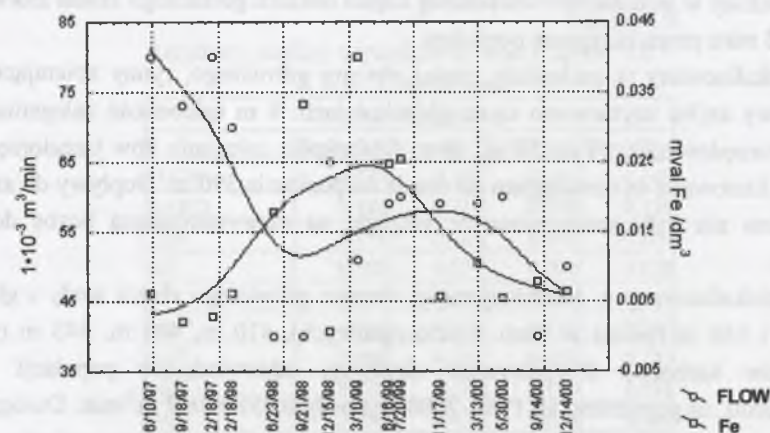
Czynnik 1 – wody o wysokiej mineralizacji (solanki) i twardości ogólnej, reliktywne, zmetamorfizowane (ujemny ładunek czynnikowy dla $r(\text{Na}^+/\text{Cl}^-)$) charakteryzują się wyższymi koncentracjami Br^- oraz K^+ .

Czynnik 2 – odpowiada za związek wzrostu przepływów ze spadkiem stężeń I oraz azotanów, przy rosnących stężeniach wodorowęglanów i spadku wartości wskaźnika chlorkowo-sodowego. Może to oznaczać wzrost udziału wód słabiej zmienionych.

Czynnik 3 niepoddający się interpretacji ukazuje jedynie związek (prawdopodobnie tylko arytmetyczny) pomiędzy wzrostem wskaźnika chlorkowo-bromkowego przy spadku stężeń Br^- .

Czynnik 4 wiąże jednokierunkowe zmiany pH (spadek wartości) ze zmianami koncentracji jonów amonowych i baru.

Czynnik 5, który wraz z poprzednimi tłumaczy 80% wariacji w obrębie populacji oznaczeń, odpowiada za wzrost stężeń Fe_{tot} (nieprzekraczających dziesiątych części miligramu na liter) i spadek koncentracji Ba^{2+} (kilka mg/dm^3), przy zmniejszającym się dopływie wód do PP-71 – rys. 6.28. Współczynnik korelacji wartości stężeń Fe_{tot} i przepływów wynosi -0,52, na poziomie istotności $p = 0,045$.



Rys. 6.28. Wykres zmienności stężeń Fe_{tot} [mval/dm^3] i przepływów w PP-71 w przekopie odstawczym do poz. 550 m – KWK „Chwałowice”. Objaśnienia: FLOW – przepływy ($1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{min}$); linie trendu dopasowano metodą najmniejszych kwadratów ważonych dystansami
Fig. 6.28. Changes of flow ($1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{min}$) and Fe_{tot} concentrations (meq/l) in waters at the PP-71 gauging point – the transportation drift to the 550 m working floor – the “Chwałowice” mine. Trend curves fitted by distance-weighted least squares procedure

Szyby

Szyb I – zlokalizowany jest w centralnej części obszaru górniczego. Dopływy do szybu I objawiają się niewielkimi sączeniami spoza obudowy i pochodzą ze stref ponad rynnami obciekowymi, usytuowanymi na głębokościach:

- 40 m i 44 m, gdzie zalegają czwartorzędowe piaski przewarstwione glinami,
- 56 m i 123 m z piaszczystych przewarstwień w łałach trzeciorzędowych. Dopływ do szybu I był na poziomie $0,012-0,016 \text{ m}^3/\text{min}$.

Szyb II – położony w niewielkiej odległości od szybu I w centralnej części obszaru górniczego. Dopływy wód do niego zbierane są na głębokości 25 m, gdzie występują ły z piaskami trzeciorzędowymi i na głębokości 320 m z utworów karbonu. Pomierzone dopływy w 2000 roku w szybie wynosiły $0,006-0,035 \text{ m}^3/\text{min}$. Wody z szybów I i II transportowane są rurociągiem do chodnika wodnego na poziomie 390 m.

Parametry wód oraz dopływy do szybów I i II interpretowano wspólnie za pomocą analizy czynnikowej. Na tej podstawie stwierdzono, iż wzrost dopływów wody do szybu II w 1995 roku spowodował wzrost stężeń Ca^{2+} , przy spadku koncentracji siarczanów i Mn^{2+} oraz spadku wartości wskaźnika $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ w kierunku wód reliktywnych. Oznacza to, iż dopływy zdominowane zostały przez wody pochodzące z utworów karbonu. Dopływy wód

z podwyższoną zawartością jodu to na ogół wody o niższej zawartości siarczanów, przy relatywnie wyższych koncentracjach pozostałych jonów głównych, w tym i wodorowęglanowych oraz żelaza. Słaba czytelność macierzy korelacji uprawnia jedynie do przypuszczenia, iż w wodach tych występuje składowa złożona z wód podziemnych pochodzących z utworów wodonośnych trzeciorzędu.

Szyb III – położony w południowo-wschodniej części obszaru górniczego został zlikwidowany w 1993 roku przez zasypanie popiołem.

Szyb V – zlokalizowany w zachodniej części obszaru górniczego, rynny zbierające wody z obudowy szybu usytuowane są na głębokościach: 9 m (głębokość zalegania mułków czwartorzędowych), 54 m, 57 m, 66 m (głębokości zalegania ilów trzeciorzędowych). Wody kierowane są rurociągiem do rzepia na poziomie 390 m. Dopływy do szybu i ich chemizm nie były analizowane ze względu na niewystarczającą liczbę dostępnych analiz.

Szyb VIII – zlokalizowany w centralnej części obszaru górniczego zbiera wody z głębokości: 45 m i 160 m (piaski w ilach trzeciorzędowych), 410 m, 440 m, 645 m (dopływ z utworów karbonu). Rozpatrywane dopływy, odpowiadające populacji 5 analiz chemizmu, na przestrzeni lat 1996–2000 wynosiły 0,055–0,062 m³/min. Dostępna liczba analiz, aczkolwiek mało liczna, pozwala na ostrożne sformułowanie wniosku, iż wzrost dopływów do szybu związany jest ze spadkiem stężeń siarczanów w analizowanych wodach, rosnące natomiast ich koncentracje pozostają w dodatnim związku korelacyjnym ze stężeniem jonów amonowych i wzrostem wartości wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$.

Może to świadczyć o tym, iż dopływające w poważniejszych ilościach wody, pochodzące z utworów karbonu, rozcieńczają bogatsze w siarczany dopływy ze starych zrobów lub utworów trzeciorzędowych. Stężenia jodków i bromków w wodach dopływających do szybu VIII nie są istotnie skorelowane z pozostałymi, mierzonymi parametrami.

Szyb VII – zlokalizowany przy wschodniej granicy obszaru górniczego poniżej poziomu 390 m jest zatopiony. Dopływ do szybu VII mierzony jest z odcinka od zrębu do poziomu 390 m, gdzie wypływa samoczynnie z otworów w tamie przyszybowej. Dopływy do szybu wynosiły Q=0,051–0,095 m³/min. Związki pomiędzy parametrami wód interpretowano przy użyciu analizy czynnikowej (tab. 6.9); dysponowano zbiorem 29 analiz.

Czynnik 1 – 33% zmienności parametrów - odpowiada za wzrost mineralizacji oraz twardości ogólnej, przy rosnących stężeniach siarczanów i jodków, przy malejących koncentracjach wodorowęglanów, co może oznaczać wzrost udziału wód podziemnych pochodzących z utworów trzeciorzędowych. Ogólny dopływ do szybu maleje być może za przyczyną zmniejszenia się udziału wód infiltracyjnych z nadkładu.

Czynnik 2 opisuje powiązania pomiędzy spadkiem zawartości K⁺ i azotanów w wodach o rosnącej wartości wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$.

Czynnik 3 przedstawia arytmetyczne zależności między stężeniami Br⁻ a wartościami wskaźników hydrochemicznych, w których stężenia te są jednym z parametrów.

Czynnik 4 – wraz z poprzednimi wyjaśnia około 67% wariacji populacji analiz. Ukazuje on związek rosnących koncentracji Mn²⁺ i Fe_{tot} ze wzrostem stężeń wodorowęglanów w badanych wodach. Może on oznaczać wzrost udziału wód infiltracyjnych.

Tabela 6.9
Rezultaty analizy czynnikowej wód z szybu VII –
KWK „Chwałowice”

	Ładunki czynnikowe			
	Czynnik 1	Czynnik 2	Czynnik 3	Czynnik 4
FLOW	-0.533	-0.181	-0.156	-0.268
HARD	0.880	-0.219	0.085	0.236
TDS	0.779	-0.066	0.068	-0.266
Na ⁺	0.982	0.077	0.061	0.079
K ⁺	0.139	-0.856	0.080	-0.347
Mg ²⁺	0.744	-0.218	0.115	0.240
Ca ²⁺	0.873	-0.133	0.020	0.145
Mn ²⁺	0.120	0.131	0.183	0.531
Fe _{tot}	0.260	0.014	0.036	0.946
NH ₄ ⁺	-0.175	0.312	-0.262	-0.136
Cl ⁻	0.990	0.011	0.038	0.063
Br ⁻	0.484	0.231	0.800	0.164
I ⁻	0.593	0.174	-0.262	-0.137
SO ₄ ⁺	0.824	0.230	0.086	0.258
NO ₃ ⁻	0.015	-0.724	-0.047	0.015
NO ₂ ⁻	0.011	-0.070	0.172	-0.028
HCO ₃ ⁻	-0.506	0.242	-0.064	0.460
r(Na ⁺ /Cl ⁻)	0.345	0.599	0.243	0.174
r(Cl ⁻ /Br ⁻)	-0.018	-0.409	-0.723	-0.178
r(Br ⁻ /I ⁻)	-0.166	0.003	0.908	0.121
Udział wariacji	0.336	0.113	0.116	0.100

Zaprezentowany przykład, podobnie jak analizowane na potrzeby tej pracy zależności dla pozostałych kopalń, dowodzi, iż jedynie w sporadycznych przypadkach istnieje możliwość wykrycia relacji między drenażem a zmianami chemizmu wód kopalnianych. Między innymi jest to związane z krótkimi ciągami opróbowania wód do analiz chemicznych, w punktach gdzie mierzone są przepływy. Na podstawie prób ustalenia zależności korelacyjnych między przepływami i stężeniami substancji zawartych w wodach dopływających do wyrobisk stwierdzono, że zdefiniowanie zmian chemizmu w funkcji zmian drenażu w większości przypadków nie jest możliwe. Powodem tego jest fakt, iż w trakcie okresu obserwacji zmiany drenażu dotyczą głównie statycznych zasobów wód podziemnych, o ustabilizowanym składzie hydrochemicznym. Parametry wód kopalnianych w punktach, w których mieszają się wody z różnych fragmentów złoża, są zmienne w czasie. Jest to zwykle efektem różnych proporcji wód składowych, te zaś uzależnione są od technologii i wielkości eksploatacji.

Przykład zlikwidowanego zespołu kopalń w niecce ostrawskiej i pietwałdzkiej

Relacje pomiędzy drenażem górnym i chemizmem wód kopalnianych w czeskiej części GZW zaprezentowano na podstawie danych archiwalnych monitoringu hydrogeologicznego zatapianych kopalń niecce ostrawskiej i pietwałdzkiej.

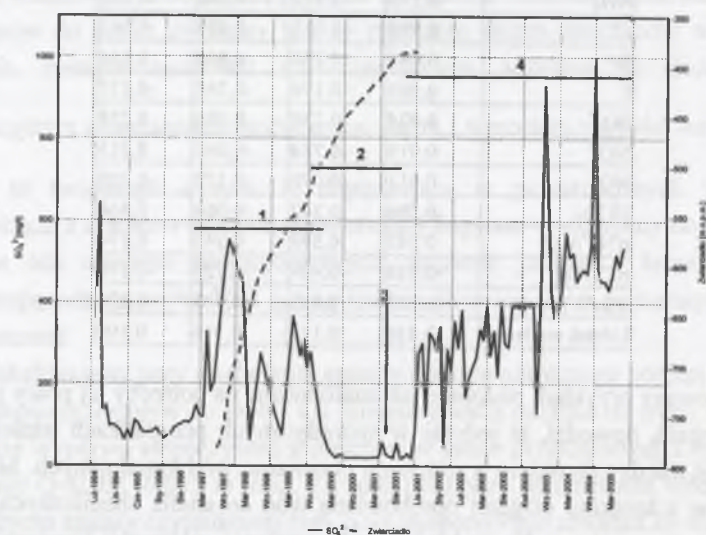
Po zakończeniu drenażu górnego w niecce ostrawskiej, na podstawie pomiarów zwierciadła oraz analiz próbek wód zbiorczych pobieranych w trakcie funkcjonowania szybu Jeremenko, można z wysokim prawdopodobieństwem określić 4 etapy formowania chemizmu wód kopalnianych (rys. 6.29. i 6.30):

1 – etap wtórnego ługowania – okres dopływów do szybu wód z zatapianych wyrobisk górnich – podwyższone stężenia siarczanów są rezultatem wymywania produktów utleniania minerałów siarczkowych; wzrost stężeń chlorków spowodowany jest rozpuszczaniem soli wykrystalizowanych w starych wyrobiskach;

2 – etap stabilizacji chemizmu – stan quasi-ustalony geochemicznie – próbki reprezentują wody bliskie równowagi ze środowiskiem górotworu;

3 – etap aktywizacji zmian wtórnych – rozpoczęcie czerpania wód z szybu, mające na celu utrzymanie zwierciadła na zakładanym poziomie;

4 – etap zmian wtórnych – stan dynamiczny – przepływy wód zatopionymi wyrobiskami.



Rys. 6.29. Zmiany położenia zwierciadła i stężeń SO_4^{2-} w wodach szybu Jeremenko (1–4 – etapy formowania chemizmu wód kopalnianych, objaśnienia w tekście)

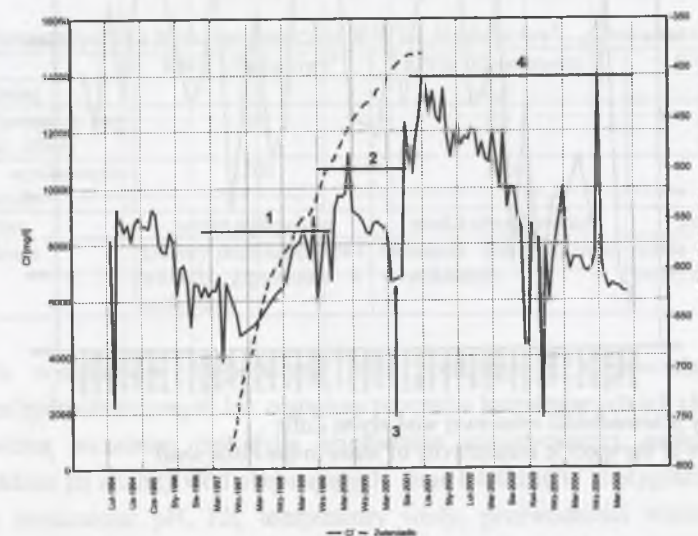
Fig. 6.29. Changes of the water level and SO_4^{2-} concentrations in waters of the Jeremenko shaft (1–4 – stages of water chemistry forming, explanations in the text)

Trwający obecnie etap 4, określony jako związany ze stanem dynamicznym hydrogeochemicznie, charakteryzuje wysoka zmienność wartości parametrów wód kopalnianych. Wyróżniają się zwłaszcza: zróżnicowanie stężeń SO_4^{2-} oraz obserwowane incydentalnie podwyższone koncentracje żelaza ogólnego (rys. 6.31). Biorąc pod uwagę równoczesną tendencję do spadku stężeń jonu Cl^- , zjawisko to należy interpretować jako

wzrost udziału niżej zmineralizowanych wód transferowanych do szybu przez systemy płytkich, starych wyrobisk oraz szczelin górotworu powstałych w efekcie eksploatacji górnictwa. Potwierdzają to obliczenia oparte na wspomnianym algorytmie programu „KYBL”. Ich rezultaty stanowią, iż od zakończenia działalności górnictwa udział wód podziemnych, pochodzących z poziomów czwartorzędowych, w wodach zbiorczych odprowadzanych z niecki pietwałdzkiej wzrósł z 45,8% ($0,0267 \text{ m}^3/\text{min}$) do 71,4% (Grmela et al., 2005).

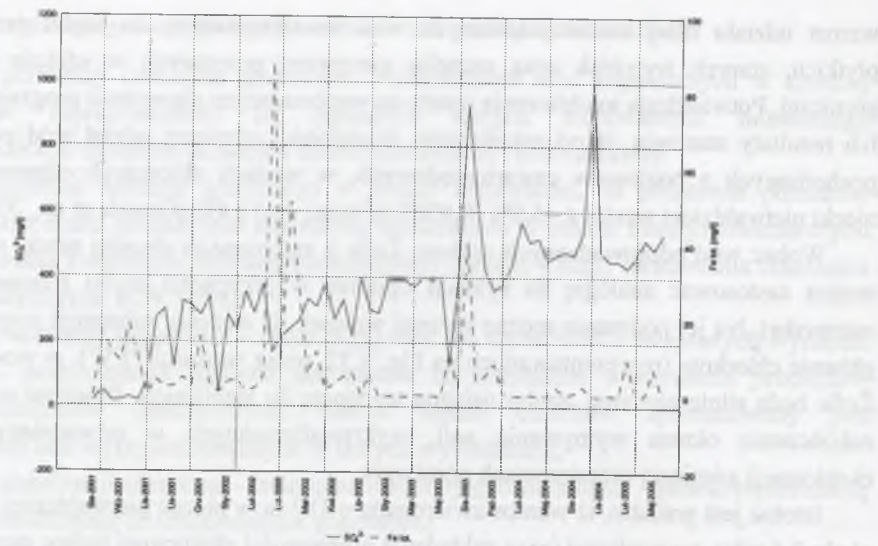
Wobec wód odprowadzanych szybem Żofie z zatopionego obszaru niecki pietwałdzkiej można zastosować analogię do sytuacji opisanej w przypadku szybu Jeremenko (niecka ostrawska). Na jej podstawie można wysnuć wniosek, iż stężenia substancji rozpuszczonych, głównie chlorków (reprezentowanych na Fig. 6.32. przez wartości PEW), w wodach z szybu Żofie będą silnie zmienne, zanim osiągną tendencję do stabilizacji. Powinno to nastąpić po zakończeniu okresu wymywania soli, wykrystalizowanych w odwadnianych podczas eksploatacji górnictwa przestrzeniach górotworu.

Istotne jest ponadto, iż wznios zwierciadła o 182 m w niecce pietwałdzkiej, w przeciągu około 2,5 roku, spowodował (przy zakładanej porowatości efektywnej wobec gazu $n_a = 0,1$ do 0,3), iż całkowita objętość ewakuowanego gazu (zawierającego 90-95% CH_4 i do około 10% N_2 oraz niewielkie ilości O_2 , CO_2 i CO) wyniosła od około: $V_{\text{gaz}} = 32,4 \cdot 10^6 \cdot 182 \cdot 0,1 \approx 590 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ do $1769 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (Grmela et al., 2006). Objętości te po części migrowały uprzywilejowanymi drogami na powierzchnię, pozostałość natomiast została wtłoczona w przestrzeń pułapek akumulacyjnych. Niewielka część gazów (w zależności od ciśnienia parcjalego na kontakcie faz) została wtórnie rozpuszczona w wodach podziemnych. Chwilowe ruchy zwierciadła, wywołane przez czerpanie wód podziemnych, są jednak zbyt małe, aby wywołać poważniejsze wypływy gazu na powierzchnię pierwotnymi drogami.

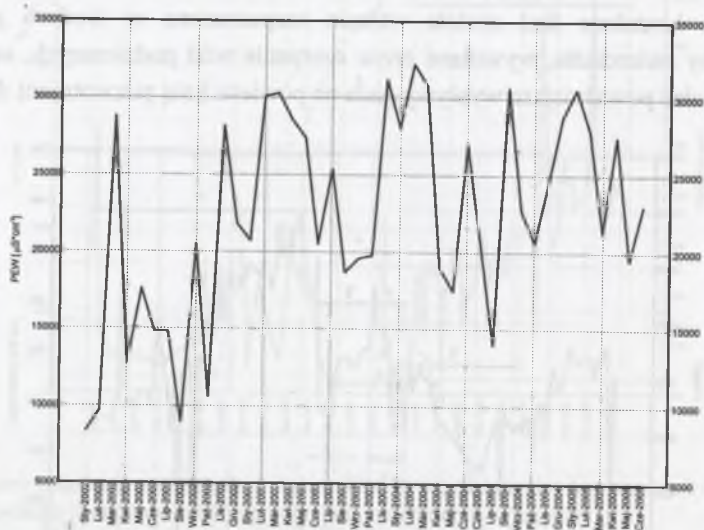


Rys. 6.30. Zmiany położenia zwierciadła i stężeń Cl^- w wodach szybu Jeremenko (wg Grmela, 2003, uzupełniono) (1–4 – etapy formowania chemizmu wód kopalnianych, objaśnienia w tekście)

Fig. 6.30. Changes of the water level and Cl^- concentrations in waters of the Jeremenko shaft (after Grmela, 2003, supplemented) (1–4 – stages of water chemistry forming, explanations in the text)



Rys. 6.31. Zmiany stężeń SO_4^{2-} i żelaza ogólnego w wodach szybu Jeremenko w 4 etapie formowania chemizmu wód kopalnianych (wg Grmela, 2003, uzupełniono)
 Fig. 6.31. Changes of SO_4^{2-} and Fe_{tot} concentrations in waters of the Jeremenko shaft at the 4th stage of water chemistry forming (after Grmela, 2003, supplemented)



Rys. 6.32. Zmiany przewodności właściwej wód szybu Żofie
 Fig. 6.32. Changes of the specific conductivity of water in the Żofie shaft

7. FORMOWANIE CHEMIZMU WÓD W OBSZARACH OBJĘTYCH EKSPLOATACJĄ GÓRNICZĄ

Interpretację zjawisk formowania chemizmu wód kopalnianych w utworach karbonu przedstawiono na przykładach KWK „Rydułtowy”, „Chwałowice” i „Borynia”, reprezentujących polską część analizowanego fragmentu Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. Zaprezentowano także lateralną zmienność, strefowość chemizmu oraz interpretację genetyczną wód podziemnych w utworach dolnego badenu (warstw dębowieckich) czeskiej części GZW. Te ostatnie przedstawiono na bliższym tle warunków hydrogeologicznych. Zakładano, iż uzyskana charakterystyka wód może być pomocna w kontrolowaniu dopływów do wyrobisk oraz ułatwić ich wykorzystanie. Do celów wnioskowania posłużono się metodyką stosowaną w hydrogeologii złóż solanek towarzyszących złożom ropy naftowej oraz w interpretacji innych solanek złożowych oraz ciekłych inkluzji w minerałach (Labus, 2005d). Rezultaty kolejnych etapów interpretacji przedstawiono poniżej.

7.1. Wody kopalniane w utworach karbonu

Interpretacji zjawisk formowania chemizmu wód kopalnianych dokonano na przykładach kopalń reprezentujących odmienne warunki hydrogeologiczno-górniczne – tab. 7.1.

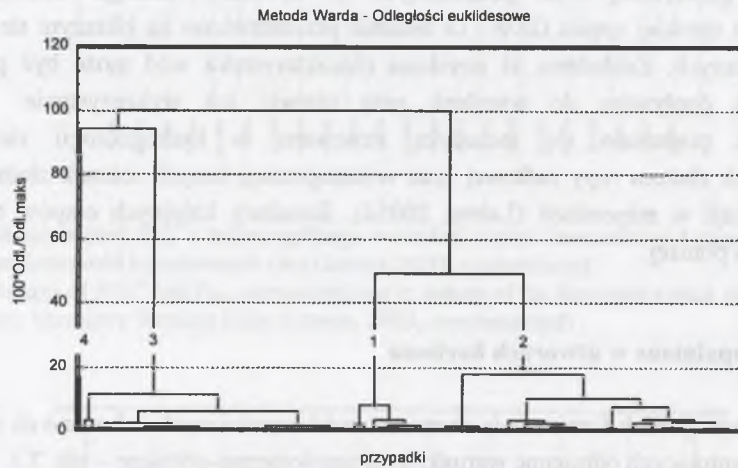
Tabela 7.1
 Skrócona charakterystyka hydrogeologiczna KWK „Rydułtowy”, „Chwałowice” i „Borynia”

	KWK „Rydułtowy”	KWK „Chwałowice”	KWK „Borynia”
Dopływy [m^3/min]	9,8	2,2	3,0
Rejon hydrochemiczny (wg Różkowski red., 2004)	R4	R4	R7
Głębokość opróbowania wód kopalnianych	1200	700	838
Główna struktura	niecka jejkowicka	niecka chwałowicka	siodło Jastrzębia
Cechy specyficzne	Utwory przepuszczalne i wkładki gipsonośne w nadkładzie	Obecność soli kamiennej w nadkładzie	Silnie izolujące utwory pokrywowe

W celu wyróżnienia subpopulacji wód podziemnych odpowiadających różnym środowiskom hydrochemicznym lub zespołom procesów kształtujących ich chemizm, zgodnie z przedstawioną wcześniej metodyką grupowania statystycznego, zastosowano analizę skupień. Poddano jej analizie wód obejmujących: dane lokalizacji i stratyografię punktu poboru próbki oraz oznaczenia: pH, Eh, temperatury wody, przewodności właściwej, twardości ogólnej, zasadowości p i m, mineralizacji, stężeń: SiO_2 i CO_2 oraz jonów Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Mn^{2+} , $\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}$, NH_4^+ , Ba^{2+} , Cl^- , Br^- , I^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} . Wykorzystano także obliczone udziały procentowe jonów głównych oraz wybrane wskaźniki hydrochemiczne.

7.1.1. Wody kopalniane KWK „Rydułtowy”

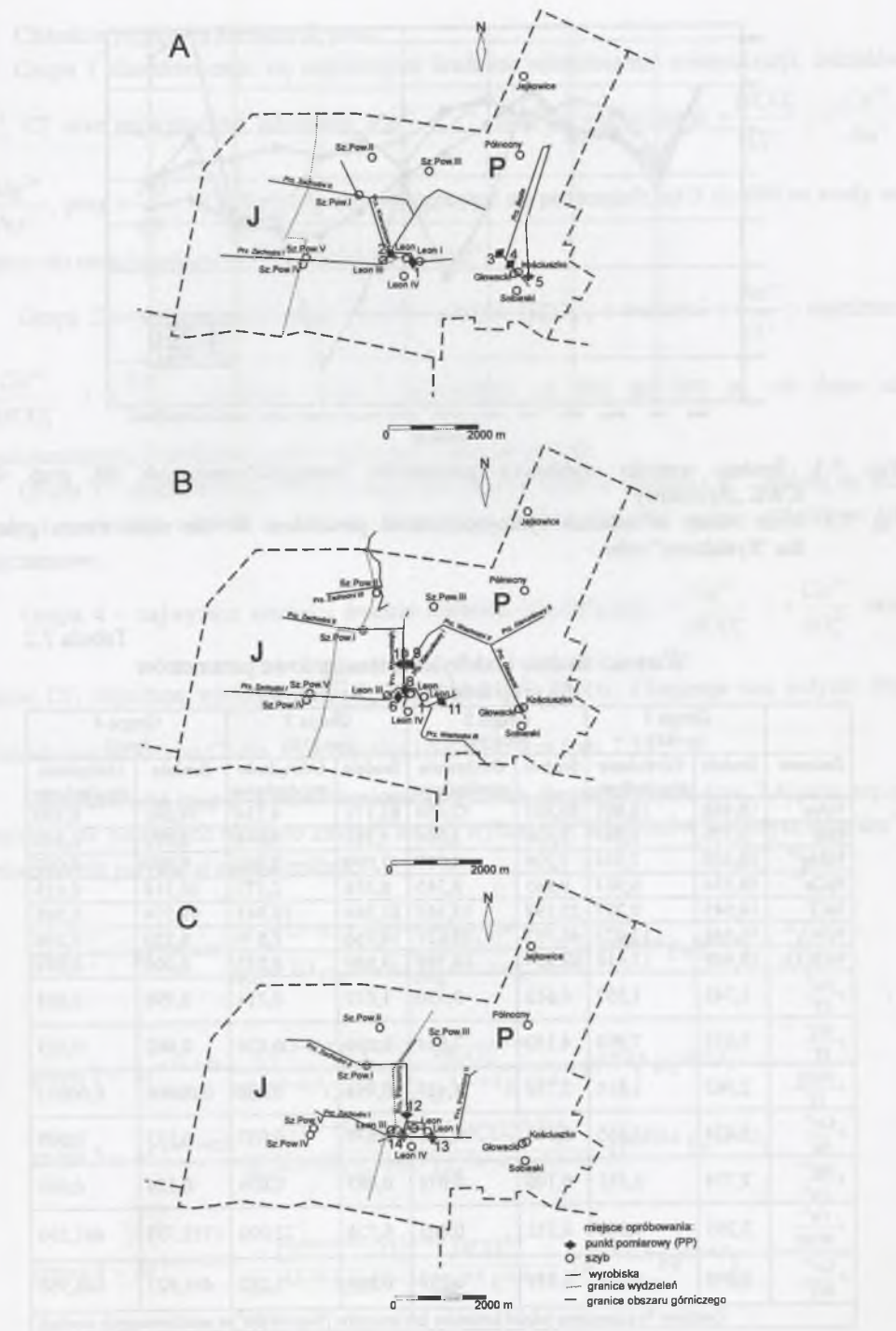
Wnioskowaniu poddano (wyselekcjonowane przy zastosowaniu procedur opisanych w rozdziale 5. Metodyka prac.) 353 reprezentatywne analizy wód dopływających do kopalni, wykonane przez różne laboratoria i z różną dokładnością. Wstępna interpretacja, przeprowadzona za pomocą aglomeracji metodą Warda, pozwoliła na wyróżnienie 4 wyraźnych grup wód (rys. 7.1). Schematyczną lokalizację wyrobisk, w których dokonywano poboru próbek wód, ukazano na rys. 7.2A do 7.2C.



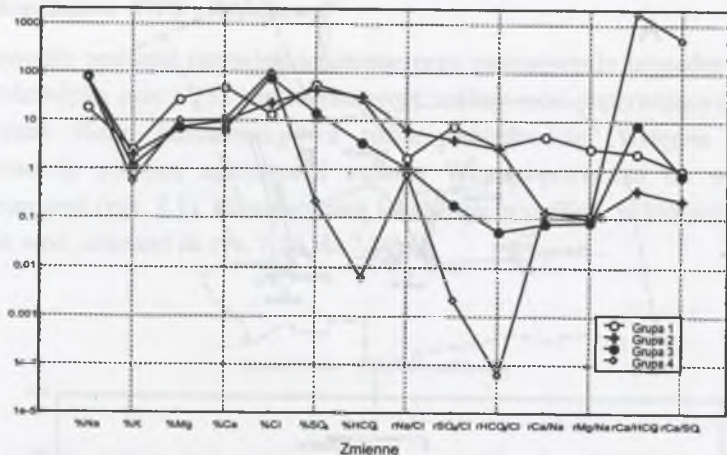
Rys. 7.1. Dendrogram grupowania próbek wód kopalnianych KWK „Rydułtowy”
Fig. 7.1. Hierarchical tree of mine waters samples - the “Rydułtowy” mine

Założenie o istnieniu co najmniej takiej liczby grup stanowiło podstawę dalszych obliczeń prowadzonych metodą rozmytych k-średnich (Bezdek, 1981). Najbardziej wyraźny podział populacji próbek wód otrzymano wydzielając 4 subpopulacje (grupy), na podstawie procentowych udziałów jonów głównych oraz wskaźników hydrochemicznych:

$$r \frac{Na^+}{Cl^-}, r \frac{SO_4^{2-}}{Cl^-}, r \frac{HCO_3^-}{Cl^-}, r \frac{Ca^{2+}}{Na^+}, r \frac{Mg^{2+}}{Na^+}, r \frac{Ca^{2+}}{HCO_3^-} \text{ i } r \frac{Ca^{2+}}{SO_4^{2-}} \text{ (rys. 7.3 i tab. 7.2).}$$



Rys. 7.2. Schemat opróbowania w KWK „Rydułtowy” na poziomach: 400 m – A, 600 m – B i 800 m – C. Objaśnienia: warstwy: J – jakłowieckie, P – porębskie
Fig. 7.2. Scheme of sampling in the „Chwałowice” mine at the working floors: 400 m – A, 600 m – B i 800 m – C. Explanations: J – the Jakłovec seams, P – the Poruba seams



Rys. 7.3. Średnie wartości wybranych parametrów hydrogeochemicznych dla grup wód KWK „Rydułtowy”

Fig. 7.3. Mean values of selected hydrogeochemical parameters for the mine waters groups; the "Rydułtowy" mine

Tabela 7.2

Wartości średnie i odchylenia standardowe parametrów dla grup wód KWK „Rydułtowy”

Zmienna	Grupa 1 (n=84)		Grupa 2 (n=129)		Grupa 3 (n=138)		Grupa 4 (n=2)	
	Srednia	Odchylenie standardowe	Srednia	Odchylenie standardowe	Srednia	Odchylenie standardowe	Srednia	Odchylenie standardowe
%Na ⁺	18,468	10,092	80,893	12,034	85,171	4,734	79,091	0,390
%K ⁺	2,576	1,247	2,026	1,201	1,181	0,674	0,571	0,256
%Mg ²⁺	28,402	7,934	7,236	4,019	7,090	2,342	9,820	0,007
%Ca ²⁺	50,554	6,967	9,845	8,345	6,558	2,573	10,518	0,653
%Cl ⁻	14,045	9,297	23,194	13,365	81,564	10,945	99,774	0,295
%SO ₄ ²⁻	56,546	17,073	44,752	12,121	14,756	7,570	0,220	0,296
%HCO ₃ ⁻	29,409	13,416	32,054	14,788	3,680	4,533	0,006	0,001
$r \frac{Na^+}{Cl^-}$	1,745	1,357	6,612	9,530	1,072	0,214	0,798	0,005
$r \frac{SO_4^{2-}}{Cl^-}$	7,872	7,954	4,152	7,814	0,199	0,136	0,002	0,003
$r \frac{HCO_3^-}{Cl^-}$	2,962	1,818	2,760	3,437	0,054	0,080	0,00006	0,00001
$r \frac{Ca^{2+}}{Na^+}$	5,074	13,465	0,145	0,165	0,079	0,037	0,133	0,009
$r \frac{Mg^{2+}}{Na^+}$	2,774	5,581	0,100	0,076	0,085	0,034	0,124	0,001
$r \frac{Ca^{2+}}{HCO_3^-}$	2,265	1,346	0,382	0,403	8,726	22,020	1753,733	407,590
$r \frac{Ca^{2+}}{SO_4^{2-}}$	0,990	0,318	0,239	0,230	0,808	1,282	498,923	668,960

Znakiem % oznaczono udział kationów lub anionów [%mval/dm³] w analizowanych wodach

Charakterystyka wydzielonych grup:

Grupa 1 charakteryzuje się najniższymi średnimi wartościami: mineralizacji, udziałów Na⁺, Cl⁻ oraz najwyższymi udziałami Mg²⁺, Ca²⁺, SO₄²⁻, i wartościami $r \frac{HCO_3^-}{Cl^-}$, $r \frac{Ca^{2+}}{Na^+}$, $r \frac{Mg^{2+}}{Na^+}$, przy $r \frac{Na^+}{Cl^-} \approx 1$. Obejmuje ona występujące na poziomach od 0 do 600 m wody od cztero- do sześćjonoowych, z udziałem jonów Ca²⁺.

Grupa 2 – najwyższe wartości średnie udziału HCO₃⁻, i wartości $r \frac{Na^+}{Cl^-}$; najniższe: $r \frac{Ca^{2+}}{HCO_3^-}$ i $r \frac{Ca^{2+}}{SO_4^{2-}}$. Zawiera wody z poziomów od 240 do 800 m, od dwu- do pięćjonoowych, z udziałem jonów sodowych i siarczanowych.

Grupa 3 – charakterystyczna jest najniższa średnia wartość udziału Ca²⁺. Należą do niej wody z poziomów od 400 do 966 m, zawierające kationy Na oraz aniony chlorkowe lub siarczanowe.

Grupa 4 – najwyższe wartości średnie wartości mineralizacji, $r \frac{Ca^{2+}}{HCO_3^-}$ i $r \frac{Ca^{2+}}{SO_4^{2-}}$ oraz udział Cl⁻; najniższe wartości: $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ i udziały SO₄²⁻, HCO₃⁻. Obejmuje ona jedynie dwa stwierdzenia wód typu Cl-Na, z głębokości 1000 i 1200 m (tab. 7.3).

Chemizm wód grup 1–4 przedstawiono za pomocą diagramu Pipera (rys. 7.4) oraz zapisu Kurlowa. W nawiasach ukazano zakresy stężeń wybranych składników swoistych [mg/dm³], oznaczonych jedynie w części próbek.

$$\text{grupa 1} - M^{0,31-2,24} \frac{Cl^{2,5-38,2} SO_4^{28,0-87,3} HCO_3^{8,0-59,6}}{Na^{5,3-50,6} Ca^{33,3-70,6} Mg^{11,9-50,6} K^{0,7-6,5}} (I^{0,0-0,6} Fe^{0,0-9,5})$$

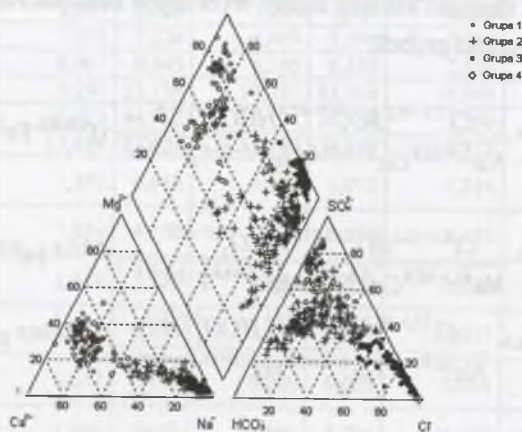
$$\text{grupa 2} - M^{0,24-9,71} \frac{Cl^{1,6-52,2} SO_4^{22,1-77,5} HCO_3^{9,7-70,5}}{Na^{46,5-65,0} Ca^{0,6-38,2} Mg^{2,1-18,6} K^{0,8-9,1}} (I^{0,0-1,6} Fe^{0,0-3,2})$$

$$\text{grupa 3} - M^{2,69-148,50} \frac{Cl^{53,5-98,2} SO_4^{0,7-37,5} HCO_3^{0,0-21,6}}{Na^{62,8-94,5} Ca^{0,5-19,4} Mg^{2,0-16,7} K^{0,0-4,8}} (I^{0,4-30,9} Fe^{0,0-3,5})$$

$$\text{grupa 4} - M^{215,1-217,7} \frac{Cl^{99,6-99,9} SO_4^{0,0-0,4} HCO_3^{0,0}}{Na^{78,8-79,4} Ca^{10,1-11,5} Mg^{9,8} K^{0,4-0,8}} (I^{19,0-72,7} Fe^{6,0-9,5})$$

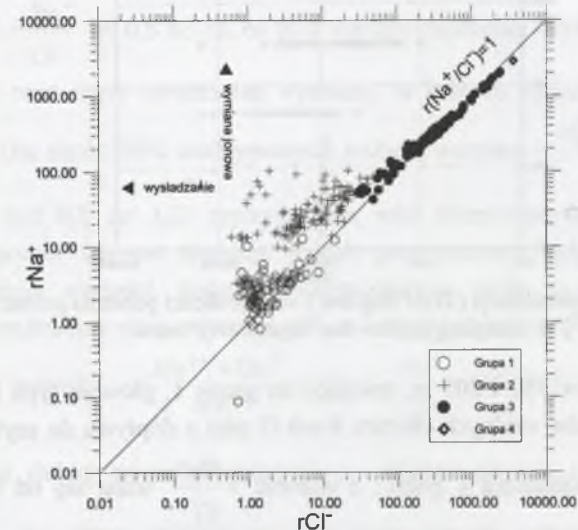
Tabela 7.3
Występowanie chemicznych klas wód
wg Szczukariewa i Prikońskiego
(Prikoński, Łaptiew, 1955) na poszczególnych
poziomach [m p.p.t.] KWK „Rydułtowy”

Grupa 1							
Ca ²⁺						240	240
Na ⁺ Ca ²⁺			400			200 400	
Mg ²⁺ Ca ²⁺		400 600	400			0 400	400
Na ⁺ Mg ²⁺ Ca ²⁺			400	400		0 400	400
Grupa 2							
Na ⁺		600	400			400 600	400 600
Na ⁺ Ca ²⁺		600	600			240 600	400
Grupa 3							
Na ⁺	400 966				400 800		600
Grupa 4							
Na ⁺	1000 1200						
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻ SO ₄ ²⁻	Cl ⁻ HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻ HCO ₃ ⁻	Cl ⁻ SO ₄ ²⁻ HCO ₃ ⁻



Rys. 7.4. Skład jonowy wód grup 1–4 – KWK „Rydułtowy” na diagramie Piper
Fig. 7.4. Piper diagram for mine waters of groups nr 1 to 4 – the “Rydułtowy” mine

Wody grupy 1 charakteryzuje silne zróżnicowanie stosunku $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od wartości niższych od 0,86 (rozcieńczone wody reliktowe, lub nawet, przy niskiej mineralizacji – opadowe) do przekraczających wartość 1 (wody infiltracyjne) (rys. 7.5).



Rys. 7.5. Relacje Na–Cl [mval/dm³] w wodach grup 1–4 – KWK „Rydułtowy”

Fig. 7.5. Na–Cl [meq/dm³] relationships in mine waters of groups nr 1 to 4 – the “Rydułtowy” mine

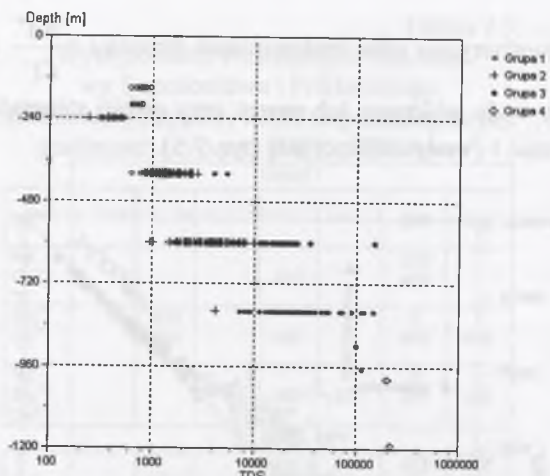
Również grupa 2 charakteryzuje się silnym rozproszeniem koncentracji Na⁺ i Cl⁻ przy wysokich wartościach wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$, co sugeruje silny wpływ infiltracji wód opadowych.

Wysoki stosunek molowy $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ dla części wód należących do grup 1 i 2 (obejmujących m.in. wody szybów oraz SW części obszaru KWK „Rydułtowy” – Ruch II) jest zapewne wynikiem wysładzania lub wymiany jonowej Ca²⁺ na Na⁺ (Appelo, Postma, 1993), zachodzącej w płytkich i udroźnionych przez długotrwałe odwadnianie poziomach wodonośnych karbonu.

Grupa 3 – reprezentuje głównie wody reliktowe o różnym stopniu rozcieńczenia. Widoczna jest tutaj relatywnie wysoka korelacja liniowa pomiędzy rNa⁺ i rCl⁻ ($y = 0,84x + 0,4$, $r = 0,99$, $n = 134$). Wody o stężeniach jonów chlorkowych powyżej 200 mval/dm³, o niskich wartościach wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ należą zapewne do reliktowych lub utrudnionej wymiany.

Do grupy 4 należą wody reliktowe o silnej mineralizacji i niskim $r \frac{Na^+}{Cl^-}$.

Wody dopływające do KWK “Rydułtowy” charakteryzuje wzrost mineralizacji z głębokością (rys. 7.6). Wyjątkiem są wody poziomów 200 i 240.



Rys. 7.6. Zależność mineralizacji (TDS) [mg/dm³] od głębokości pobrania próbek KWK „Rydułtowy”
Fig. 7.6. TDS [mg/dm³] vs. sampling depth – the “Rydułtowy” mine

Wody poziomów 150 i 200 m, należące do grupy 1, głównie typu HCO₃-SO₄-Ca-Mg, pochodzą z chodników wodnych obszaru Ruch II oraz z dopływu do szybu Kościuszek. Ich mineralizacja nie przekracza 1 g/dm³, a wartość $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ waha się od 0,5 do 2,0. Indeks nasycenia (SI) dla dolomitu do 2,0 znajduje się powyżej stanu równowagi, natomiast dla gipsu przybiera wartości ujemne (od -1,0 do -1,5). W obszarze Ruch II w stropie karbonu występują utwory czwartorzędowe o niewielkiej miąższości, stąd występujące tu wody podziemne mogą być formowane pod wpływem rozpuszczania kalcytu (SI do od -0,2 do 0,8) zawartego we wkładkach obecnych w utworach nadkładu (KWK „Rydułtowy” - mat. arch.). Nie można wykluczać udziału procesu utleniania pirytu obecnego w otoczeniu płytko położonych zrobów w pokładach 602 i 604. Wody szybu Kościuszek charakteryzuje $r \frac{Na^+}{Cl^-} = 1$, najwyższa zawartość siarczanów (60% mval anionów) i mineralizacja – 0,96 g/dm³, przy SI dla gipsu i dla kalcytu, odpowiednio -0,8 i 0,0.

Na poziomie 240 m zbadano zaliczone do grup 1 i 2 wody słodkie (0,25 do 0,52 g/dm³), dopływające do przekopu wentylacyjnego, przekopu północnego przed szybem Głowacki i do zbiornika wody pitnej, zlokalizowanych w obszarze Ruch II. Wysokie wartości $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ sugerują wymianę jonową pomiędzy wodami infiltrującymi w obręb warstwy wodonośnej, zawierającej związane jony Na⁺. Wartości wskaźnika $r \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_4^{2-}}$ są bliskie 0,5. Utlenianie pirytu, obecnego w pobliżu starych zrobów w pokładach 604, 605, 606 i 608, jest zapewne istotnym czynnikiem wpływającym na stężenia siarczanów w analizowanych wodach. Możliwość rozpuszczania gipsów jest tutaj mało prawdopodobna, gdyż utwory karbonu spoczywają w tym rejonie bezpośrednio pod niewielką (do kilkunastu metrów miąższości) pokrywą utworów czwartorzędowych (KWK „Rydułtowy” – mat. arch.).

Wody występujące na poziomie 400 m zaliczono do grup 1 i 2, o mineralizacji od 0,6 do 2,7 g/dm³. Wody grupy 1 zostały opróbowane w zachodniej i centralnej części OG KWK „Rydułtowy” – na terenie Ruch I. W większości zostały one pobrane w następujących wyrobiskach: przekopach kierunkowych I i II, przekopie wschodnim I, przekopach zachodnich I i II i w przekopie do szybu Leon III. Charakteryzują się one mineralizacją od 0,6 do 2,2 g/dm³, przy $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 0,6 do 10, co przy wartości modalnej około 1 oznacza, iż są to wody infiltracyjne oraz strefy utrudnionej wymiany, w których kształtowaniu uczestniczy wymiana jonowa. Dla około 30% analizowanych próbek, wartości $r \frac{Mg^{2+} + Ca^{2+}}{SO_4^{2-}}$ mieszczą się w przedziale (od 0,8 do 1,2) typowym dla wód formowanych przy współdziałaniu dedolomityzacji; proces ten nie znajduje jednak potwierdzenia, gdyż SI dla dolomitu przyjmuje najczęściej wartości dodatnie. Równocześnie wody te cechuje relatywnie podwyższona mineralizacja i silne zróżnicowanie wskaźnika chlorkowo-sodowego. Pozostałe wody wykazują wartości $r \frac{Mg^{2+} + Ca^{2+}}{SO_4^{2-}} > 1,2$, $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 0,7 do 2,0. Wartości

$r \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_4^{2-}}$ wód słabiej zmineralizowanych są zbliżone do 0,5, sugerując możliwość kształtowania ich chemizmu wskutek rozpuszczania gipsów zawartych w nadległych utworach trzeciorzędowych. Punkty reprezentujące wody o wyższej mineralizacji lokują się poniżej linii $Ca^{2+} / (Ca^{2+} + SO_4^{2-}) = 1:2$. Wartości wskaźnika $r \frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$ świadczą o niewielkim niedoborze Mg, mniejszym jednak w przypadku próbek silniej zmineralizowanych. SI dolomitu w wodach o mineralizacji wyższej wynosi powyżej od 1,0 do 2,2 (przy mineralizacji niższej waha się od -0,5 do 1,5), kalcytu: 0,2 – 1,1, (0,0 – 1,0), gipsu od -0,7 do -0,3 (od -1,0 do -0,9). Wody poziomu 400 m, należące do grupy 1, kształtują się pod wpływem zespołu procesów, w których zidentyfikowano rozpuszczanie gipsów oraz wymianę jonową pomiędzy wodami infiltrującymi w głąb warstwy wodonośnej, zawierającej związane jony Na⁺. Indeks nasycenia dla Fe(OH)₃ wynosi od 0,3 do 1,8, co może także sugerować utlenianie pirytu w otoczeniu starych zrobów.

Wody z poziomu 400 m, zaliczone do grupy 2, pochodzą głównie ze wschodniej (Ruch II) części o.g. KWK „Rydułtowy”, gdzie z wyjątkiem fragmentu północnego (partii jejkowickiej) występuje bezpośredni kontakt utworów karbońskich i czwartorzędowych. Reprezentowane są przez próbki pobrane w przekopie Beata, przekopie północnym, z głównego odwodnienia rejonu Ignacy, przekopu jejkowickiego I i II, chodnika głównego zachodniego i szybiku 126. Należą do nich także wody Ruchu I: z głównego odwadniania oraz z pokładów 615/1 i 608, gdzie dominuje dopływ od strony wschodniej, a w utworach pokrywowych brak jest osadów trzeciorzędu.

Wartości wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ wahają się od 2 do około 25, przy mineralizacji od 0,8 do 2,7 g/dm³ i podobnie jak na poziomie 240, są zapewne rezultatem wymiany jonowej. Charakterystyczne są tu niskie wartości wskaźnika $r \frac{Mg^{2+} + Ca^{2+}}{SO_4^{2-}} < 0,8$ oraz $r \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_4^{2-}} < 0,25$, mogące świadczyć o wpływie utleniania pirytu rozproszonego w skałach karbonu. Brak znacząco niskich wartości pH, które mogłyby potwierdzać ten proces, jest związany zapewne z obecnością minerałów węglanowych. Indeks nasycenia dla kalcytu wynosi od -0,5 do 1,2 (najczęściej od -0,4 do 0,2), dla dolomitu od -1,3 do 2,5 (najczęściej od -0,5 do 1,0), a dla gipsu od -2,1 do -0,9. Najwyższe wartości SI dla gipsu (od -1,5 do -0,9), sugerujące rozpuszczanie tego minerału jako jeden z procesów formujących chemizm wód, charakteryzują wody przekopu jejkowickiego i przekopu Beata. Wyrobiska te odwadniają północno-wschodnią część obszaru KWK „Rydułtowy”, gdzie trzeciorzędowe utwory pokrywowe karbonu zawierają wkładki gipsowe i gdzie istnieje kontakt hydrauliczny między utworami pokrywowymi i produktywnymi. Wartości $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ wahają się między 2 – 8, a mineralizacja od 1,2 do 2,4 g/dm³.

Wziąwszy pod uwagę zróżnicowanie utworów pokrywowych na obszarach Ruch I i Ruch II należy stwierdzić, iż proponowany podział na grupy 1 i 2 w odpowiedni sposób wydziela wody podziemne, dopływające do wyrobisk poziomu 400 m KWK „Rydułtowy”. Wody grupy 1 uformowane zostały między innymi na skutek rozpuszczania gipsów zawartych w utworach pokrywowych nadkładu, podczas gdy zaliczane do grupy 2 – głównie przez procesy oddziaływania wód podziemnych infiltrujących przez osady czwartorzędowe ze skałami karbońskiego ośrodka wodonośnego.

Wody poziomu 600 m zaliczono do grup 1, 2 i 3 o mineralizacji od 0,96 do 35,0 g/dm³ i wartościach $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 0,88 do 56,5. Znacznie podwyższoną mineralizację – 148,5 g/dm³ stwierdzono w południowo-zachodniej części kopalni, w przekopie zachodnim I (20 11 1994).

Wody grupy 1, o wyrównanej mineralizacji od 1,6 do 1,8 g/dm³ i $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 1,26 do 2,37, zostały stwierdzone jedynie w chodniku głównym w pokładzie 620/1-2, w południowej części OG KWK „Rydułtowy” (w trzeciorzędowych utworach nadkładu obecny jest tutaj gips). Pomimo wartości $0,8 < r \frac{Mg^{2+} + Ca^{2+}}{SO_4^{2-}} < 1,2$ indeksy nasycenia dla kalcytu (-0,1 do 0,8) i dolomitu (-0,1 do 1,5) nie potwierdzają udziału procesu dedolomityzacji w formowaniu chemizmu tych wód. Wartości wskaźnika $r \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_4^{2-}} < 0,5$, przy relatywnie wysokim SI gipsu (-0,5 do -0,4) i przy pH wód od 7,0 do 7,9, sugerują możliwość rozpuszczania gipsów.

Zjawisko to mogłoby maskować mało intensywny (niewielkie udziały procentowe wodorowęglanów) proces utleniania pirytu, w obecności węglanów.

Wody grupy 2 stwierdzano zarówno w wyrobiskach obszaru Ruch I: (przekopy E I, W I i W II, kierunkowy I, północny, równoległy, chodnik główny w pokładzie 626/2), jak i obszaru Ruch II (przekop Głowacki i przekop kierunkowy II). Mineralizacja tych wód wahała się od 0,96 do 9,7 g/dm³, a wartości $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 1,11 do 56,5.

Obliczone wartości $r \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_4^{2-}} < 0,5$, $r \frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+}} > 0,5$, $r \frac{Mg^{2+} + Ca^{2+}}{SO_4^{2-}} < 0,8$ oraz

wartości indeksów nasycenia dla kalcytu ($-0,1 < SI_c < 1,4$), dolomitu ($-0,02 < SI_d < 3,0$) i gipsu ($-2,25 < SI_g < -0,55$) wskazywałyby na rozpuszczanie gipsów, a następnie na wymianę jonową, jako zasadnicze źródło siarczanów, przy znacznej przewadze Na⁺ nad Ca²⁺. Silniejszej mineralizacji towarzyszy wyraźny wzrost stężeń Na. Niedobór Ca wobec Mg wywołany jest mniej intensywnym usuwaniem magnezu z wód w procesie wymiany jonowej (Hounslow, 1995). Wody ze wschodniej części kopalni (przekop kierunkowy II), gdzie jest brak pokrywy utworów trzeciorzędowych, są słabiej zmineralizowane - do 3 g/dm³, i przy najniższych indeksach nasycenia prezentują głównie typ Cl-SO₄-HCO₃-Na. Należy zauważyć, że wobec wód poziomu 600 m znaczną rolę odgrywa mieszanie się wód lokalnych z doprowadzanymi z poziomów 400 i 800.

Wody grupy 3 na poziomie 600 m stwierdzano w: przekopie wschodnim II, przekopie Głowacki (Ruch II) oraz w przekopie równoległym, chodniku głównym w pokładzie 620/1-2, przekopie piecowskim i przekopie północnym (Ruch I). Mineralizacja wahała się od 2,7 do 35 g/dm³ przy wartościach wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 0,85 do 1,76. Wartości $r \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_4^{2-}} < 0,5$,

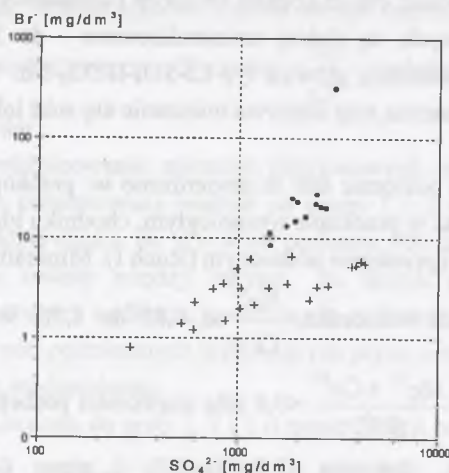
$r \frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+}} \sim 0,5$, $r \frac{Mg^{2+} + Ca^{2+}}{SO_4^{2-}} < 0,8$ (dla większości próbek) oraz indeksy nasycenia dla kalcytu ($0,0 < SI_c < 1,3$), dolomitu ($0,2 < SI_d < 2,8$) i gipsu ($-1,7 < SI_g < -0,2$) potwierdzają uczestnictwo procesów podobnych jak w przypadku grupy 2. Rosnący udział jonów Na⁺ jest powiązany ze wzrostem udziału siarczanów i w mniejszym stopniu jonów wodorowęglanowych, dowodząc istnienia procesu rozpuszczania gipsów i wymiany jonowej, powiązanych także z utlenianiem siarczków.

Obecność jodków i bromków w wodach poziomu 600 stwierdzano jedynie w wodach zaliczanych do grup 2 i 3. Stężenia wynoszą odpowiednio od 0 do 0,9 mg I⁻/dm³ i od 0,8 do 6,55 mg Br⁻/dm³ dla wód grupy 2 oraz od 0,7 do 4,3 mg I⁻/dm³ i od 8,5 do 27,7 mg Br⁻/dm³ dla grupy 3. Dodać należy, iż nie uwzględniono tutaj koncentracji I⁻ = 30,9 mg/dm³ i Br⁻ = 313,7 mg/dm³, oznaczonych jednokrotnie w próbce z przekopu zachodniego I, która przy mineralizacji 148,5 g/dm³ i $r \frac{Na^+}{Cl^-} = 0,85$ odpowiadać mogłaby wodzie reliktowej z utworów karbonu. Obecność I⁻ i Br⁻ określono w wodach grupy 2 pobranych w przekopach na terenie

zachodniej i centralnej części kopalni: zachodnim I i II, północnym, równoległym, chodniku głównym w pokładzie 626/2 oraz w przekopie Głowacki (Ruch II - część wschodnia).

Korelacja pomiędzy koncentracjami Γ i Br^- widoczna jest jedynie w wodach grupy 3. Zależność między stężeniami jonów siarczanowych a Br^- ujawnia istnienie dwóch typów relacji, którym odpowiadają osobne ugrupowania punktów na wykresie stężeń Br^- w relacji do SO_4^{2-} (rys. 7.7). Pierwsze z ugrupowań związane jest z szybszym wzrostem stężeń Br^- wraz z rosnącymi stężeniami siarczanów ($y = 1,64 \cdot 10^{-2} x - 4,2$, $r = 0,97$, $n = 19$). Należą doń wszystkie próbki grupy 3 (o najwyższej mineralizacji i bliskim jedności wskaźniku $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$).

Jest prawdopodobne, że do tego ugrupowania zaliczają się wody podziemne powstałe przez mieszanie wód reliktowych karbonu z wodami infiltracyjnymi (lub technologicznymi). Drugie ugrupowanie (mniej intensywny wzrost stężeń Br^- ; $y = 0,74 \cdot 10^{-2} x - 2,0$, $r = 0,95$, $n = 13$) obejmuje jedynie wody grupy 2 i może odpowiadać obecności wód o większym udziale wód infiltracyjnych.



Rys. 7.7. Zależność stężeń Br^- od SO_4^{2-} w wodach poziomu 600 m – KWK „Rydułtowy”
Fig. 7.7. Br^- vs. SO_4^{2-} – waters from the 600 m working floor – the “Rydułtowy” mine

Na poziomie 800 m stwierdzono jedynie wody zaliczone do grupy 3, o mineralizacji od 7,2 do 145,6 g/dm^3 i $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ od 0,78 do 1,64. Około 70% tych wód to wody słone (mineralizacja od 10 do 35 g/dm^3). Parametry fizykochemiczne tych wód przedstawiono w tabeli 7.4.

Wody słone (mineralizacja od 10 do 35 g/dm^3) stwierdzano we wszystkich miejscach poboru próbek - w przekopach: północnym I i II, zachodnim I i II wschodnim, w chodniku głównym w pokładzie 630/1 oraz w głównym odwodnieniu. Wody o mineralizacji do 10 g/dm^3 wystąpiły sporadycznie w: części wschodniej kopalni - w przekopie E I oraz w zachodniej - przekopie W I. Solanki (o mineralizacji ponad 35 g/dm^3) występowały w części północnej - w przekopie północnym I i w chodniku głównym 630/1 oraz w części zachodniej w przekopach W I i II. Analiza parametrów fizykochemicznych wód poziomu 800 m pozwala

zinterpretować wody o mineralizacji poniżej 10 g/dm^3 jako infiltrujące z płytszych poziomów (kształtowane m.in. przez utlenianie pirytu), wody o mineralizacji ponad 35 g/dm^3 jako wody z przeważającym udziałem składnika relikowego. Pozostałe wody mają charakter mieszanych pomiędzy wyżej wymienionymi.

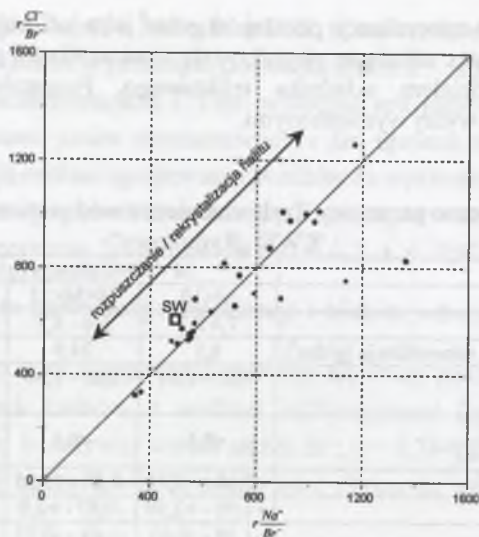
Tabela 7.4
Wybrane parametry fizykochemiczne wód poziomu 800 m
KWK „Rydułtowy”

	M - Mineralizacja [g/dm^3]		
	M<10	10<M<35	M>35
pH	7,4 8,2	6,6 - 8,1	6,3 - 7,9
średnia mineralizacja [g/dm^3]	8,1	24,9	76,9
$r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$	1,02 - 1,64	0,85 - 1,30	0,78 - 0,99
$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}}$	<0,5	<0,5	<0,5
SI_{calc}	+0,46 - +1,12	-0,48 - +1,35	-0,36 - +1,16
SI_{dol}	+1,08 - +2,50	-0,87 - +2,9	-0,36 - +2,6
SI_{gips}	-1,30 - -0,65	-1,69 - -0,22	-1,25 - +0,17
Γ [mg/dm^3]	0,5 - 1,0	0,4 - 23,0	8,2 - 30,0
Br^- [mg/dm^3]	7,9 - 13,3	16,1 - 83,9	47,7 - 274,7

Dla potwierdzenia tej tezy przeprowadzono interpretację diagramu $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Br}^-} - r \frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$ (rys. 7.8), zaproponowanego w pracy Waltera et al. (1990). Zgodnie z jego założeniami solanki pochodzące z ewaporacji wody morskiej, po uzyskaniu nasycenia halitem, osiągają wartości $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Br}^-}$ i $r \frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$ niższe niż woda morska, przeciwnie niż solanki powstałe wskutek rozpuszczania halitu. Jak dowodzi praca Chi, Savard (1997), proporcje $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Br}^-}$ i $r \frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$ niższe niż w wodzie morskiej nie muszą być związane wyłącznie z zasoleniem, wynikającym z ewaporacji wody morskiej. Mogą one charakteryzować się zmiennym udziałem bądź nawet przewagą fluidów pochodzących z rozpuszczania halitu. Podobnie solanki o wartościach wskaźników $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Br}^-}$ i $r \frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$ wyższych od wody morskiej mogą zawierać odparowaną wodę morską.

Wody poziomu 800 m, o wyższej mineralizacji ($M > 35 \text{ g/dm}^3$) charakteryzują się proporcją $r \frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$ zbliżoną do wody morskiej. Odpowiadające im punkty leżą nieco powyżej linii $x = y$ - rozcieńczenia-ewaporacji, co oznacza niewielki ubytek Na^+ na rzecz innych kationów (odwrotna wymiana jonowa). Może to oznaczać, iż reprezentują reliktowe wody infiltracyjne w utworach karbonu, ukształtowane częściowo przy udziale rezydualnych solanek, powstających po krystalizacji halitu.

Wody o mineralizacji niższej od 10 g/dm^3 przedstawione są na wykresie przez punkty odchylone na prawo od linii $x = y$ - wykazują one wzbogacenie w Na w stosunku do wody morskiej (traktowanej tu jako układ odniesienia), co dowodzi ich genezy infiltracyjnej.



Rys. 7.8. Zależność wartości wskaźnika $r_{\frac{Cl^-}{Br^-}}$ od $r_{\frac{Na^+}{Br^-}}$ dla wód poziomu 800 m KWK „Rydułtowy”. (SW – woda morska)

Fig. 7.8. $r_{\frac{Cl^-}{Br^-}}$ vs. $r_{\frac{Na^+}{Br^-}}$ – waters from the 800 m working floor – the “Rydułtowy” mine. (SW – seawater)

Do grupy 4 zaliczono wody pobrane w przekopie I zachodnim na poziomie 1000 i w pochylni I - 1200 - E1 w pokładzie 703/1. Charakteryzują się one wysoką mineralizacją i niskim $r_{\frac{Na^+}{Cl^-}}$, odpowiednio 217,7 i 215,1 g/dm³ oraz 0,8 i 0,79. Zasadnicze różnice pomiędzy tymi wodami ujawniają się w indeksach nasycenia (SI) dla poszczególnych faz mineralnych (tab. 7.5).

Tabela. 7.5
Indeksy nasycenia (SI) wybranych faz mineralnych dla wód grupy 4 KWK „Rydułtowy”

Lokalizacja	SI						stężenie mg/dm ³		pH
	kalcyt	dolomit	gips	chalcedon	Fe(OH) ₃	piryt	I	Br	
przekop I	-0,57	-0,81	-0,04	0,18	2,08	-103	19,0	218,2	6,8
pochylnia I	-1,98	-3,58	-1,70	0,36	-4,71	-54	72,7	323,0	5,4

Parametry fizykochemiczne tych wód dowodzą, iż kształtowały się one początkowo w warunkach stagnacji hydrochemicznej (wartości $r_{\frac{Na^+}{Cl^-}}$ i mineralizacja), przy czym naruszenie ośrodka wodonośnego robotami górniczymi spowodowało zapewne proces utleniania obecnego w nim rozproszonego pirytu, zwłaszcza w przypadku wód pochylni I na poziomie 1200. Jest on tutaj o tyle wyraźniejszy (niższe pH), gdyż w formowaniu składu

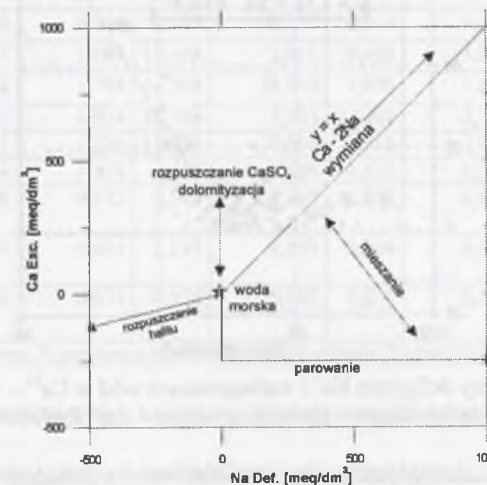
chemicznego wód podziemnych w mniejszym stopniu mogą uczestniczyć węglany (niskie SI gipsu i kalcytu).

Interesujących wniosków dostarcza obserwacja wykresu zależności pomiędzy deficytem Na⁺ i wzbogaceniem badanych wód w Ca²⁺. Relacje te zostały przedstawione na podstawie metodyki zaczerpniętej z prac Davisson et al. (1994) oraz Davisson, Criss (1996) za pomocą następujących parametrów:

$$Ca_{excess} = [Ca^{2+}_{meas} - (Ca^{2+}/Cl^-)_{SW} \cdot Cl^-_{meas}] \cdot 2/40,08$$

$$Na_{deficit} = [(Na^+/Cl^-)_{SW} \cdot Cl^-_{meas} - Na^+_{meas}] \cdot 1/22,99$$

Na podstawie powyższych parametrów pomierzone (meas) stężenia jonów (mg/dm³) są porównane do tychże w wodzie morskiej (SW); stałe arytmetyczne pozwalają na wyrażenie wartości parametrów w meq/dm³. Podane równania pozwalają na otrzymanie liniowej zależności pomiędzy stężeniami Na⁺, Ca²⁺ i Cl⁻ w wodach wielu basenów sedymentacyjnych. Korelacje te wynikają z równowagi ładunków pomiędzy Na⁺ i Ca²⁺, co przemawia za wymianą jonową w proporcji 2 do 1, zachodzącą pomiędzy składnikami wody i plagioklazami wchodzącymi w skład warstwy wodonośnej. Uzyskane wyniki porównane z linią regresji zwaną BFL (Basinal Fluid Line) informują, czy skład solanek jest efektem wymiany kationowej 2 Na⁺ za 1 Ca²⁺ (oznaczałoby to albityzację plagioklazów). Przykładowy wykres takiej zależności przedstawiono na rys. 7.9.



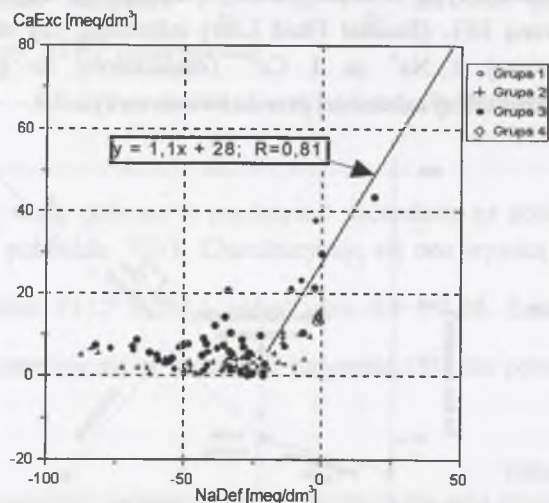
Rys. 7.9. Interpretacja diagramu zależności między deficytem Na⁺ – Na_{Def} i wzbogaceniem wód w Ca²⁺ – Ca_{Exc}

Fig. 7.9. Interpretation of the Na⁺ deficit Ca²⁺ excess diagram

W przypadku wzrostu stężeń Ca²⁺ w wyniku dolomityzacji należałoby oczekiwać ujemnej korelacji między parametrem Ca_{excess} i stężeniami Mg. Wzrost wartości deficytu Na⁺, przy równoczesnym wzroście przekroczeń zawartości Ca²⁺ odpowiada wzrostowi zasolenia wód. Rzędna punktu przecięcia się linii BFL z osią przekroczeń dla Ca²⁺ rośnie wraz ze wzrostem stężeń Cl⁻ w badanych wodach. Linia parowania wody morskiej może być na

wykresie przedstawiona jako w przybliżeniu równoległa do osi deficytu Na^+ , co odpowiada stanowi nasycenia dla halitu, przy niewielkich ujemnych wartościach przekroczeń dla Ca^{2+} . Parametry $\text{Ca}_{\text{Excess}}$ oraz $\text{Na}_{\text{Deficit}}$ nie są znacząco skorelowane z innymi, głównymi jonami wód podziemnych, takimi jak Mg^+ czy K^+ oraz z temperaturą wód. Typowe fluidy hydrotermalne oraz wody słodkie charakteryzują się niskimi wartościami obu parametrów (Davisson, Criss 1996).

Rozpuszczaniu halitu w wodzie morskiej lub słodkiej odpowiada na wykresie linia o nachyleniu 0,25, rozpoczynająca się w punkcie (0,0) i biegnąca do ujemnego kwadrantu. Jeżeli po rozpuszczaniu halitu następuje wymiana jonowa $\text{Ca}^{2+} - \text{Na}^+$, wówczas uzyskuje się linie o dodatnim współczynniku kierunkowym, rozpoczynające się na odcinku rozpuszczania halitu. Wartość Ca_{Exc} dla punktu przecięcia się takiej linii z osią y wzrasta wraz z ilością rozpuszczonego halitu (zasoleniem). Z drugiej strony, typowe płyny hydrotermalne lub słabo zmineralizowane wody podziemne mają niskie wartości Ca_{Exc} i Na_{Def} i zwykle przedstawione są w kwadrantach ujemnych wykresu. Wody te nie są typowymi płynami złożowymi (Davisson, Criss, 1996); do takich, ze względu na położenie reprezentujących je punktów, należałoby zaliczyć większość wód grup 1-3 (rys. 7.10).



Rys. 7.10. Zależność pomiędzy deficytem Na^+ i wzbogaceniem wód w Ca^{2+} – KWK „Rydułtowy”
Fig. 7.10. Ca^{2+} excess - Na^+ deficit diagram for mining waters – the “Rydułtowy” mine

Część punktów reprezentujących grupę 3 (próbki wód z południowej i północnej części obszaru Ruch I - rejonu występowania utworów trzeciorzędowych) układa się wzdłuż linii prostej ($y = 1,1x + 28$, $R = 0,81$), nawiązując tym samym do linii BFL (Labus, 2003b). Pozwala to na powiązanie chemizmu, przynajmniej części wód podziemnych, z procesami rozpuszczania gipsów. Podane równanie prostej zbliżone jest na przykład do uzyskanego na podstawie próbek wód podziemnych, pobranych w trzeciorzędowych utworach klastycznych Teksasu (Davisson, Criss, 1996).

7.1.2. Wody kopalniane KWK „Chwałowice”

Środowisko hydrogeochemiczne, w jakim kształtują się wody kopalniane KWK „Chwałowice”, wyróżnia się specyfiką na tle pozostałych kopalń. Wynika ona z oddziaływania na chemizm wód trzeciorzędowego złoża soli, którego fragment znajduje się w zasięgu obszaru górniczego tej kopalni. Wnioskowaniu poddano 322 reprezentatywne analizy wód kopalnianych. Lokalizację wyrobisk, w których pobierano próbki wód, przedstawiono na rys. 6.20 i 6.25.

Algorytm interpretacji był taki sam jak w przypadku KWK „Rydułtowy”. Wyróżniono 4 grupy wód. Najbardziej wyraźny podział populacji próbek wód otrzymano wydzielając subpopulacje (grupy) na podstawie: pH, procentowych udziałów jonów głównych oraz

wskaźników: $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$, $r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Na}^+}$ i $r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}}$ (tab. 7.6).

Tabela 7.6

Wartości średnie i odchylenia standardowe parametrów dla grup wód KWK „Chwałowice”

Zmienna	Grupa 1 (n=21)		Grupa 2 (n=7)		Grupa 3 (n=125)		Grupa 4 (n=169)	
	Srednia	Odchylenie standardowe	Srednia	Odchylenie standardowe	Srednia	Odchylenie standardowe	Srednia	Odchylenie standardowe
pH	7,584	0,411	6,850	0,328	7,069	0,522	7,208	0,314
% Na^+	89,849	2,255	41,820	20,933	82,193	2,504	90,136	1,923
% K^+	0,880	0,346	0,713	0,327	0,616	0,191	0,470	0,221
% Mg^{2+}	4,853	1,084	13,108	2,911	9,495	1,296	5,022	1,141
% Ca^{2+}	4,418	1,708	44,358	18,933	7,695	1,866	4,373	0,744
% Cl^-	85,075	5,938	78,746	7,703	97,961	2,154	97,103	1,398
% SO_4^{2-}	12,352	5,226	19,051	7,816	1,718	1,897	2,353	1,197
% HCO_3^-	2,574	1,958	2,202	0,588	0,321	0,297	0,544	0,284
$r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$	1,058	0,112	0,549	0,291	0,842	0,044	0,933	0,028
$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Na}^+}$	0,050	0,021	2,153	2,593	0,094	0,027	0,049	0,009
$r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}}$	0,270	0,071	0,676	0,152	0,834	0,137	0,666	0,099

Znakiem % oznaczono udział kationów lub anionów [%mval/dm³] w analizowanych wodach

Grupa 1 charakteryzuje się najniższą średnią wartością udziału Mg^{2+} i wskaźnika $r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}}$ oraz najwyższymi wartościami pH, udziałów K^+ , HCO_3^- oraz wskaźnika $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ (~1). Obejmuje ona występujące na poziomach 390 i 550 m wody typu Cl-Na oraz sporadycznie, na poziomie 390 m, typu Cl- SO_4 -Na (szyb V i PP-33 – przekop I wschodni) (tab. 7.7).

Grupa 2 – najwyższe wartości średnie udziałów Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} oraz wskaźnika $r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Na}^+}$; najniższe: mineralizacja, pH, udziały Na^+ i Cl^- oraz wartość $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$. Zawiera ona

odbierane na poziomie 390 m wody dopływające do szybów. Są to wody typu Cl-SO₄-Na-Ca (szyb III) oraz Cl-Na-Ca (szyb V) i Cl-Ca (szyb I).

Grupa 3 – najwyższe wartości mineralizacji, udziału Cl⁻ i wskaźnika $r = \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_{42-}}$; najniższe udziały SO₄²⁻ i HCO₃⁻. Należą tu wody typu Cl-Na, z poziomów od 390 do 700 m, oraz woda typu Cl-Na-Ca (jednokrotne stwierdzenie na poziomie 550 – PP-54 – przekop kierunkowy na południe).

Grupa 4 – najwyższa wartość średnia udziału Na⁺, najniższe wartości: udziały K⁺ i Ca²⁺ oraz $r = \frac{Ca^{2+}}{Na^+}$. Obejmuje ona wody typu Cl-Na, z poziomów 390 i 550 m.

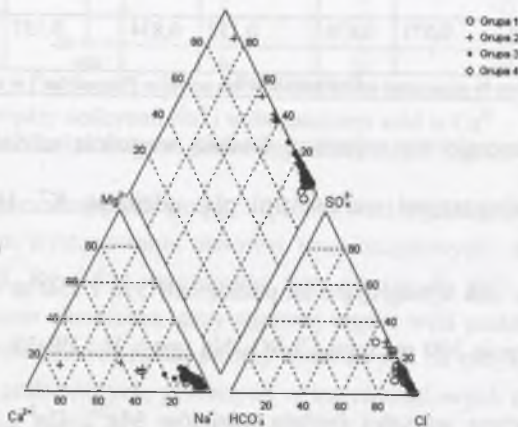
Chemizm wód grup 1–4 przedstawiono za pomocą diagramu Pipera (rys. 7.11) oraz zapisu Kurlowa. W nawiasach ukazano zakresy stężeń wybranych składników swoistych [mg/dm³].

$$\text{grupa 1} - M^{2,3-65,4} \frac{Cl^{63,8-91,3} SO_4^{6,9-28,8} HCO_3^{0,6-7,9}}{Na^{82,7-93,9} Ca^{2,2-10,9} Mg^{2,6-6,8} K^{0,5-1,4}} (I^{0,6-16,4} Fe^{0,0-11,9})$$

$$\text{grupa 2} - M^{3,3-13,0} \frac{Cl^{69,5-88,7} SO_4^{8,6-28,7} HCO_3^{1,2-2,9}}{Na^{11,9-57,9} Ca^{30,4-73,9} Mg^{9,3-18,1} K^{0,3-1,2}} (I^{0,9-1,8} Fe^{0,5-51,5})$$

$$\text{grupa 3} - M^{18,6-207,2} \frac{Cl^{86,2-99,9} SO_4^{0,0-12,8} HCO_3^{0,0-1,8}}{Na^{69,9-85,9} Ca^{5,4-20,3} Mg^{6,1-13,4} K^{0,1-1,4}} (I^{1,5-86,9} Fe^{0,0-35,3})$$

$$\text{grupa 4} - M^{28,2-102,3} \frac{Cl^{93,6-99,0} SO_4^{0,8-6,2} HCO_3^{0,0-1,4}}{Na^{85,9-94,4} Ca^{2,4-7,2} Mg^{2,7-7,9} K^{0,2-1,1}} (I^{1,7-49,4} Fe^{0,0-57,5})$$



Rys. 7.11. Skład jonowy wód grup 1–4 – KWK „Chwałowice” na diagramie Pipera
Fig. 7.11. Piper diagram for mine waters of groups nr 1 to 4 – the “Chwałowice” mine

Tabela 7.7

Występowanie chemicznych klas wód wg Szczukariewa i Prikońskiego (Prikoński, Łaptiew, 1955) na poszczególnych poziomach [m p.p.t.] KWK „Chwałowice”

		Grupa 1					
Na ⁺	390						
	550						
		Grupa 2					
Na ⁺	390						
	Na ⁺ Ca ²⁺	390					
		Grupa 3					
Na ⁺	390						
	550						
	630						
	700						
Na ⁺ Ca ²⁺	550						
			Grupa 4				
Na ⁺	390						
	550						
	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻ SO ₄ ²⁻	Cl ⁻ HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻ HCO ₃ ⁻	Cl ⁻ SO ₄ ²⁻ HCO ₃ ⁻

Wody grupy 1 charakteryzuje wskaźnik $r = \frac{Na^+}{Cl^-}$, o wartościach od 0,91 (wody podziemne strefy utrudnionej wymiany) do 1,44 (wody infiltracyjne). Podwyższona wartość stosunku molowego $r = \frac{Na^+}{Cl^-}$ dla części wód należących do grupy 1 może być związana z dopływem wód formowanych w wyniku wystładzania lub wymiany jonowej Ca²⁺ na Na⁺ (Appelo, Postma, 1993), zachodzącej w płytkich i udroźnionych przez długotrwałe odwadnianie poziomach wodonośnych karbonu.

Grupa 2, obejmująca wody obciekowe szybów, charakteryzuje się zróżnicowaniem wartości wskaźnika $r = \frac{Na^+}{Cl^-}$, w przedziale od 0,13 do 0,8, co przy mineralizacjach od 3,3 do 13,0 g/dm³ sugeruje wysoki udział wód opadowych i infiltracyjnych.

Grupa 3 – reprezentuje głównie wody reliktowe i strefy utrudnionej wymiany, o zróżnicowanej mineralizacji od 18,6 do 207,2 g/dm³, co może być częściowo podyktowane różnym stopniem rozcieńczenia. Widoczna jest tutaj wysoka korelacja pomiędzy Na⁺ i Cl⁻ (r=0,99).

Do grupy 4 należą wody reliktowe i strefy utrudnionej wymiany, o mineralizacji od 28,2 do 102,3 g/dm³ i niskim $r = \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 0,83 do 0,99. Wody dopływające do KWK „Chwałowice” charakteryzuje wzrost przeciętnej mineralizacji wraz z głębokością.

Wody poziomu 390 m, należące do grupy 1 (tab. 7.7), głównie typu Cl-Na, pochodzą z wschodniej części kopalni, gdzie miąższość nadkładu wynosi od około 180 do 300 m i gdzie w spągu trzeciorzędu występują utwory przepuszczalne. Analizowane wody pobrano z fragmentu przekopu I wschodniego (PP-35); chodnika w pokładzie 348/1 (PP-36) oraz z kilku pojedynczych punktów w wyrobiskach odwadniających warstwy załęskie (SM) i rudzkie (GSP). Zaliczają się tu także pojedyncze stwierdzenia wód w szybach I i V. Ich mineralizacja wynosi (z wyjątkiem słabo zmineralizowanych wód szybu V) od 22,1 do 65,4 g/dm³, a wartość $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ waha się od 0,95 do 1,17. Indeks nasycenia (SI) dla dolomitu do 2,73

znajduje się powyżej stanu równowagi, natomiast dla gipsu przybiera najczęściej wartości ujemne (od -0,75 do 0,19). Stężenia Γ oraz Br^- wynoszą odpowiednio od 5,7 do 16,4 mg/dm³ i od 22,3 do 67,4 mg/dm³. Wody te kształtują się wskutek procesów mieszania wód pochodzących z utworów trzeciorzędu (wysokie wskaźniki Cl^-/Br^- świadczące o możliwości rozpuszczania ewaporatów) z wodami z utworów karbonu (mineralizacja do ponad 60 g/dm³). Składowa infiltracyjna może obejmować wody podziemne pochodzące z zawierających

wkładki gipsowe utworów trzeciorzędowych ($r \frac{Ca^{2+}}{Ca^{2+} + SO_{4^{2-}}}$ nie przekracza wartości 0,5).

Wymywanie siarczanów z popiołów lokowanych w wyrobiskach w centralnej, zachodniej i południowej części kopalni (nie wykracza swym zasięgiem poza rejony: B, III, IV i V) nie ma wpływu na chemizm wód grupy I na poziomie 390 m. Podobnie utlenianie siarczków i wynikające stąd podwyższone udziały siarczanów byłyby stowarzyszone z niższymi wartościami pH lub wyższymi od obserwowanych stężeniami jonów wodorowęglanowych.

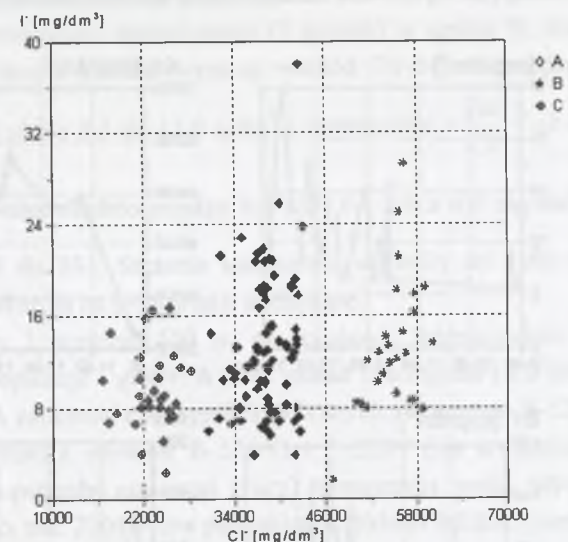
Występujące na poziomie 390 wody grupy 2 to wody szybów (głównie szybu III) charakteryzujące się mineralizacją do około 13 g/dm³ oraz niewielkimi stężeniami Br^- i Γ (odpowiednio do 5,6 mg/dm³ i 1,75 mg/dm³). Wskaźnik $\frac{Cl^-}{Br^-} \gg 300$ oraz stężenia siarczanów ponad 1000 mg/dm³ wskazują na związek badanych wód z utworami trzeciorzędowymi nadkładu.

Do grupy 3 należą próbki pobrane w komorze pomp, wody zbiorcze z części IIa i IIb oraz wody z przekopu do poziomu 75 m. Ich mineralizacja waha się od 22,0 do 124,7 g/dm³ (próbka z przekopu do poziomu 75), przy wskaźnikach $r \frac{Na^+}{Cl^-} < 0,9$ i $\frac{Cl^-}{Br^-} > 300$. Stężenia Br^- oraz Γ wynoszą odpowiednio od 29,45 do 178,0 mg/dm³ i 5,95 do 13,5 mg/dm³.

Grupa 4, o liczebności 159 próbek, obejmuje wody o mineralizacji od 28,2 do 102,2 g/dm³, wartościach $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 0,83 do 0,99 i $\frac{Cl^-}{Br^-}$ od 190 do 2084. W porównaniu do stanu opisanego w pracy Rózkowskiego i Kempy (1993), mineralizacja wód na analizowanym poziomie KWK „Chwałowice” nie uległa zmianom. Cytowana praca zawiera jednak spostrzeżenie o występowaniu w niecce jejkowickiej i chwałowickiej solanek (mineralizacja ponad 35 g/dm³), związanych ze środowiskiem redukcyjnym i strefami stagnacji

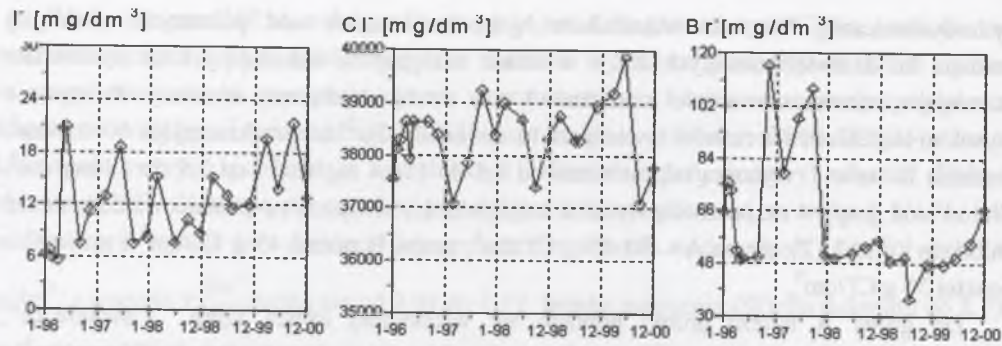
hydrodynamicznej. Wartości wskaźników hydrochemicznych wód pobranych w drugiej połowie lat dziewięćdziesiątych XX i w latach następnych, wskazują już na środowisko utleniające (znaczne zawartości siarczanów) oraz strefę utrudnionej wymiany. Relatywnie wysokim stężeniom siarczanów towarzyszą tu zawartości Ba^{2+} nieprzekraczające 10 mg/dm³. Stężenia Br^- oraz Γ wynoszą odpowiednio od 8,3 do 159,4 mg/dm³ i od 3,9 do 38 mg/dm³. Wśród wód grupy 4 zaznacza się wyraźna trójdzielność, związana ze zróżnicowaniem stężeń chlorków (rys. 7.12): grupa A – 30–45 g Cl^-/dm^3 , grupa B ponad 45 g Cl^-/dm^3 i grupa C – poniżej 30 g Cl^-/dm^3 .

Do grupy A należą próbki pobrane we wschodniej części KWK „Chwałowice”, charakteryzują się one najniższymi przeciętnymi stężeniami siarczanów (około 800 mg/dm³) i względnie najwyższymi stężeniami Ba^{2+} - do 9 mg/dm³. Są to najprawdopodobniej wody mieszane pomiędzy pochodzącymi z utworów trzeciorzędu i karbonu. Wśród nich najliczniejszą grupę stanowią próbki wód odprowadzanych otworem zabezpieczającym - Z166/88, drenującym warstwy siodłowe. Wody tego otworu odbierano w ilości kilku dm³/min, a koncentracje zawartych w nich Γ oraz Br^- odpowiadają wodom leczniczym. Zależności między dopływami do otworu Z166/88 i parametrami hydrochemicznymi wód oraz zmiany wartości tych parametrów w czasie (rys. 7.13), nie pozwalają na wysuwanie wniosków potwierdzonych statystycznie.



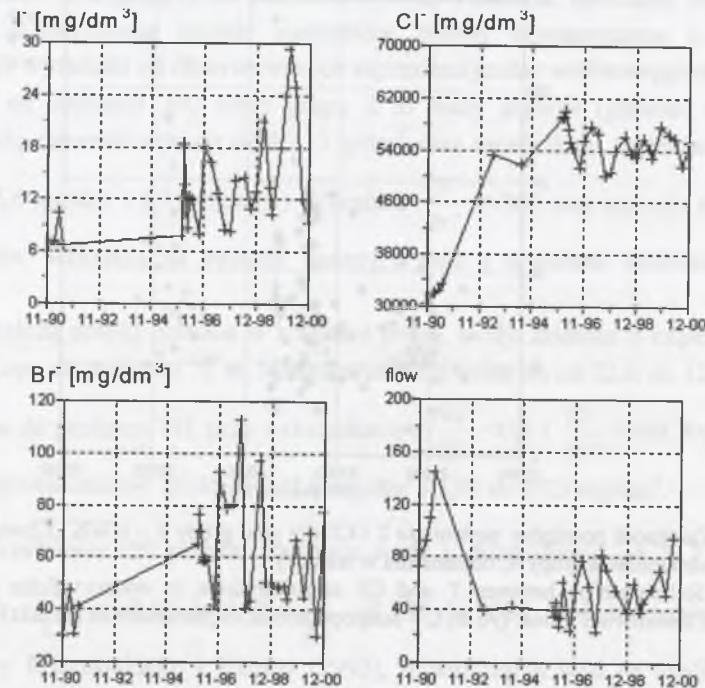
Rys. 7.12. Zależność pomiędzy stężeniami Γ i Cl^- dla wód grupy 4 – KWK „Chwałowice” (A, B, C – subpopulacje grupy 4; objaśnienia w tekście)

Fig. 7.12. Relationships between Γ and Cl^- concentrations in waters of the group nr 4 – the "Chwałowice" mine. (A, B, C – subpopulations; explanations in the text)



Rys. 7.13. Zmiany stężeń wybranych składników wód z otworu Z166/88 – KWK „Chwałowice”
 Fig. 7.13. Variability of selected ions concentrations in mine waters – the Z166/88 well – the “Chwałowice” mine

Wody grupy B to wody szybu VII, zlokalizowanego również we wschodniej części obszaru kopalni. Są to wody o stężeniach Ba^{2+} około 2 mg/dm^3 , SO_4 około 1000 mg/dm^3 i przeciętnie najwyższych wartościach Cl^-/Br^- około 1000. Ich skład także wskazuje na pochodzenie związane z mieszaniem wód podziemnych, pochodzących z utworów trzeciorzędowych oraz karbońskich. Podobnie i tutaj zależności między dopływami do szybu VII i parametrami hydrochemicznymi wód oraz zmiany wartości tych parametrów w czasie (rys. 7.14) nie pozwalają na wysuwanie istotnych statystycznie wniosków.



Rys. 7.14. Zmiany stężeń wybranych składników wód dopływających do szybu VII – KWK „Chwałowice” (flow – dopływ [dm^3/min])
 Fig. 7.14. Variability of selected ions concentrations in mine waters in the shaft nr VII – the “Chwałowice” mine. Flow [dm^3/min]

W grupie C znalazły się wody dopływające do północnej (w tym z przekopu Paruszowiec) oraz wschodniej i centralnej części KWK „Chwałowice”. Wysokie stężenia jonów wodorowęglanowych, niska mineralizacja, praktyczny brak jonów Ba^{2+} , relatywnie wysokie wartości stężeń jonów wodorowęglanowych oraz wskaźnik $r \frac{Ca^{2+}}{SO_4^{2-}}$ sugerują udział wód infiltracyjnych w procesie kształtowania chemizmu tych wód.

W celu określenia proporcji mieszania się wód dopływających na poziom 390 m (do punktu PP-34 w przekopie I E) z północnej i wschodniej części obszaru górniczego (z części centralnej dopływa jedynie niewielka ilość wód), wykonano obliczenia za pomocą algorytmu i działającego na jego podstawie programu „KYBL”, opracowanego przez Zespół z udziałem autora niniejszej pracy. Algorytm ten opisano w pracy Krzeszowskiego et al. (2004 i 2005) oraz Grmeli et al (2005). Wykazano, iż w roku 2000 wody podziemne, pochodzące z warstw rudzkich (PP-37), stanowiły około 14% dopływów do poziomu 390 m, z siodłowych (PP-39) – 65%, z warstw rudzkich części północnej (Paruszowiec PP-32A) – do 16% i z szybu VII (dopływy od zrębu - do poziomu 390 m) około 5%. Dokładne ustalenie udziału wód podziemnych pochodzących z zasobów statycznych utworów trzeciorzędu i karbonu nie było możliwe.

Na poziomie 550 m stwierdzono występowanie wód zaliczanych do grup 1, 3 i 4 (127 próbek), o mineralizacji pomiędzy $16,3$ a $207,2 \text{ g/dm}^3$.

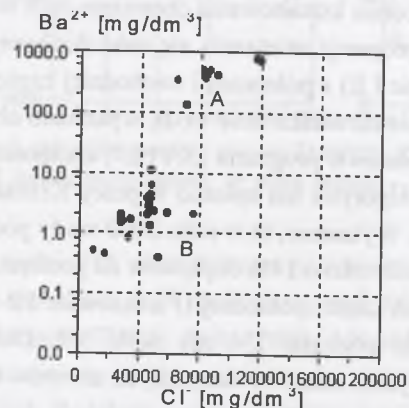
Wody grupy 1 stwierdzano sporadycznie (7 próbek) w szybie II, otworach G-585/95 i To 329/9 oraz w przekopie kierunkowym na wschód (PP-54). Charakteryzowały się one niską mineralizacją od około $5,5$ do $11,0 \text{ g/dm}^3$ i wartościami $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od $0,91$ do $1,1$, przy stężeniach Br^- oraz I^- odpowiednio między $8,8$ a $53,6$ i $1,6$ a $6,8 \text{ mg/dm}^3$. Wartości $\frac{Cl^-}{Br^-}$ wynosiły tutaj od 258 do 834 . Stężenia siarczanów wynosiły od 1000 do 2178 mg/dm^3 . Parametry tych wód wskazują na środowisko utleniające.

Wśród wód grupy 3 poziomu 550 m, na podstawie zróżnicowania zawartości Ba^{2+} , wyróżniono dwie subpopulacje – grupy: A (Ba^{2+} ponad 100 mg/dm^3) i B (Ba^{2+} < 100 mg/dm^3) (rys. 7.15). Do grupy A zaliczono część próbek pobranych z otworów: B-526/91 oraz G-676, H-267 i Z-222/91. Próbki z otworów B-526/91 i Z-222/91 (jak stwierdzono na podstawie analiz wykonanych na potrzeby niniejszej pracy) reprezentują wody, odpowiadające III (w podziale Rózkowskiego, red. 2004) - tzw permskiemu cyklowi infiltracyjnemu. Podobieństwo parametrów hydrochemicznych pozostałych wymienionych tu próbek wód wskazuje na ich podobne pochodzenie.

Wśród wód grupy B zaznaczają się podziały związane ze zróżnicowaniem zasolenia (wyrażonego stężeniami chlorków): grupa B1 – do $20 \text{ g Cl}^-/\text{dm}^3$, grupa B2 od 20 do $40 \text{ g Cl}^-/\text{dm}^3$, grupa B3 – ponad 40 i do $60 \text{ g Cl}^-/\text{dm}^3$ i grupa B4 – ponad $60 \text{ g Cl}^-/\text{dm}^3$.

Do grupy B1 (do $20 \text{ g Cl}^-/\text{dm}^3$) zaliczono próbki wód, pobranych w przekopie kierunkowym na południe (PP-54) oraz w szybach II i VIII. Charakteryzują się one najniższymi stężeniami Br^- oraz I^- (odpowiednio do 80 i do 8 mg/dm^3) oraz dużym

zróźnicowaniem stężeń siarczanów od 600 do 2000 mg/dm³. Ich charakterystyka hydrochemiczna sugeruje udział wód technologicznych i infiltracyjnych z nadkładu, zmieszanych z wodami pochodzącymi z utworów karbonu. Jest to zrozumiałe, gdyż wody te dopływają m.in. z warstw załęskich (z południowej części kopalni) i mieszają się z wodami sprowadzanymi z szybu III, poprzez poziomy 305 i 390 m.



Rys. 7.15. Zależność stężeń Ba²⁺ od Cl⁻ w wodach grupy 3 na poziomie 550 m – KWK „Chwałowice”. Subpopulacje A i B – objaśnienia w tekście

Fig. 7.15. Relationships between Ba²⁺ and Cl⁻ concentrations in waters of group nr 3 on the 550 m working floor- the "Chwałowice" mine. Subpopulations A and B – explanations in the text

Do grupy B2 (od 20 do 40 g Cl⁻/dm³) zaliczono próbki wód pobranych w komorze pomp (PP-50), przekopie kierunkowym na północ (PP-51 – są to wody z części Paruszowiec), przekopie I zachodnim, przekopie zbiorczym oraz w otworach B-445/88/ G-698/00 i w szybie VIII. Charakteryzują się one stężeniami Br⁻ oraz I⁻ (odpowiednio od 27 do 129 i od 1,5 do 45,8 mg/dm³) oraz silnym zróźnicowaniem stężeń siarczanów od 337 do 2153 mg/dm³, przy wartościach $\frac{Cl^-}{Br^-}$ od 203 do 1005. Indeks nasycenia tych wód kalcytem wynosi od 0,2

do 1,2, SI dla dolomitu waha się od 0,8 do 2,6. Wskaźnik $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ (od 0,8 do 0,94) wskazuje na strefy stagnacji hydrodynamicznej lub ograniczonego przepływu. Ich parametry świadczą o pochodzeniu związanym z mieszaniem się wód infiltracyjnych z nadkładu z wodami z utworów karbonu.

Do grupy B3 (od 40 do 60 g Cl⁻/dm³) zaliczono próbki wód pobranych głównie w przekopie I wschodnim (PP-52) oraz w szybie VIII. Charakteryzują się one stężeniami Br⁻ oraz I⁻ (odpowiednio od 61 do 181 i od 6,4 do 50,6 mg/dm³) oraz zróźnicowaniem stężeń siarczanów od 434 do 1000 mg/dm³, przy wartościach $\frac{Cl^-}{Br^-}$ od 270 do 860. Indeks nasycenia tych wód kalcytem wynosi od 0,1 do 1,2, SI dla dolomitu waha się od 0,7 do 2,7. Wskaźnik $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ (od 0,8 do 0,87) wskazuje na strefę stagnacji hydrodynamicznej. Ich parametry

świadczą o pochodzeniu związanym z wodami z utworów karbonu oraz trzeciorzędu (zostało to w przypadku PP-52 potwierdzone analizami izotopów trwałych).

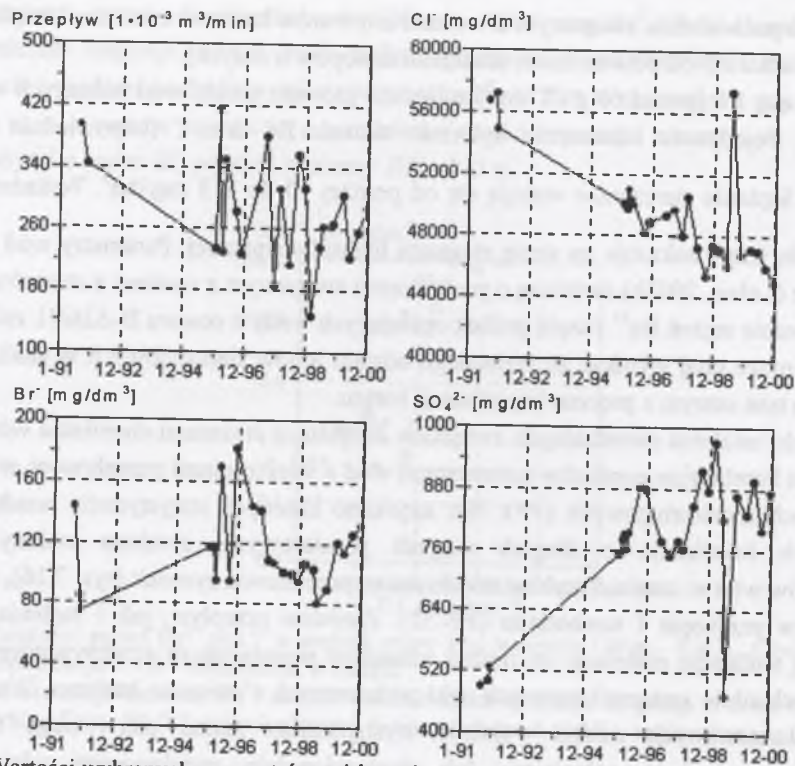
Do grupy B4 (ponad 60 g Cl⁻/dm³) zaliczono głównie próbki wód pobranych w otworze B-526/91. Pojedyncze oznaczenie wykazało stężenia Br⁻ oraz I⁻ (odpowiednio 320 i 13 mg/dm³). Stężenia siarczanów wahają się od poniżej 10 do 713 mg/dm³. Wskaźnik $r \frac{Na^+}{Cl^-}$

(od 0,75 do 0,80) wskazuje na strefę stagnacji hydrodynamicznej. Parametry wód oraz dane izotopowe (Labus, 2003b) świadczą o pochodzeniu związanym z wodami z utworów karbonu. Zróźnicowanie stężeń Ba²⁺ (część próbek opisujących wody z otworu B-526/91 zaliczono do grupy A) może tutaj wynikać ze zmiennego udziału jonów siarczanowych w analizowanych wodach, a tym samym z procesu krystalizacji barytu.

W celu ustalenia ewentualnych związków drenażu ze zmianami chemizmu wód zbadano zależności korelacyjne pomiędzy parametrami wód a wielkościami przepływów, mierzonymi w punktach monitoringowych (PP). Nie uzyskano istotnych statystycznie rezultatów. Dla wybranych lokalizacji, o długich ciągach pomiarowych, zbadano zmiany wartości parametrów wód w czasie. Przykład takich zmian przedstawia rysunek (rys. 7.16), ilustrujący sytuację w przekopie I wschodnim (PP-52). Zarówno przepływ, jak i stężenia chlorków wykazują tendencję malejącą, co można uzasadnić postępującym szczypaniem zasobów statycznych silnie zmineralizowanych wód podziemnych z utworów karbonu. Wzrost stężeń jonów siarczanowych można wyjaśnić wystąpieniem zmian pierwotnego środowiska hydrochemicznego na utleniające lub proporcjonalnie zwiększonym udziałem wód podziemnych dopływających z trzeciorzędowych poziomów wodonośnych.

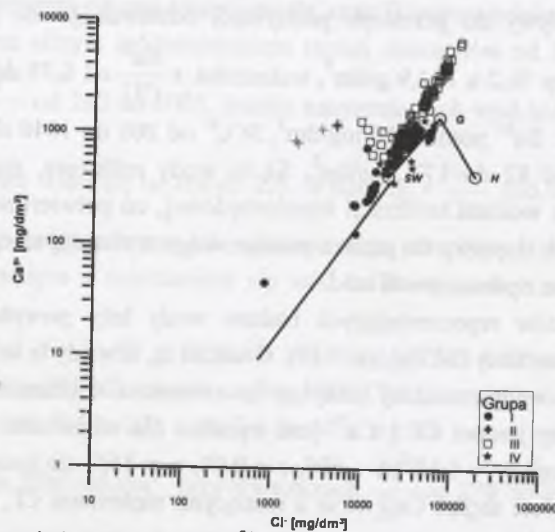
Na poziomie 700 m stwierdzono występowanie wód zaliczanych do grupy 3, reprezentujących dopływy do przekopu pochyłego, odstawczego do poziomu 700 m o mineralizacji pomiędzy 76,2 a 144,9 g/dm³, wskaźniku $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 0,78 do 0,87, $\frac{Cl^-}{Br^-}$ od 340 do 616 i o stężeniach: Ba²⁺ poniżej 10 mg/dm³, SO₄²⁻ od 206 do 1040 mg/dm³, I⁻ od 6,8 do 54,2 mg/dm³ i Br⁻ od 82 do 177 mg/dm³. Są to wody reliktowe, pochodzące z warstw załęskich zmieszane z wodami infiltracji trzeciorzędowej, co potwierdzają wyniki oznaczeń izotopów trwałych. Ich dopływy do punktu pomiarowego wykazują tendencję malejącą i nie są istotnie skorelowane z parametrami wód.

Większość punktów reprezentujących badane wody leży powyżej linii ewaporacji-rozcieńczenia wody morskiej (SET) (rys. 7.17). Oznacza to, iż wody te są wzbogacone w jony Ca²⁺ w stosunku do wody morskiej (dotyczy to zwłaszcza większości wód grup 2 i 3). Równowaga pomiędzy jonami Cl⁻ i Ca²⁺ jest wyraźna dla większości wód grup 1, 3 i 4. Nachylenie linii regresji ($y = 5 \cdot 10^{-2} x - 609$, $r = 0,90$, $n = 313$) dla tych próbek świadczy o nieco szybszym wzroście stężeń Ca²⁺ wraz z rosnącymi stężeniami Cl⁻, niż wynikałoby to z parowania wody morskiej.



Rys. 7.16. Wartości wybranych parametrów wód przekopu I wschodniego na poziomie 550 m (PP-52) KWK „Chwałowice”

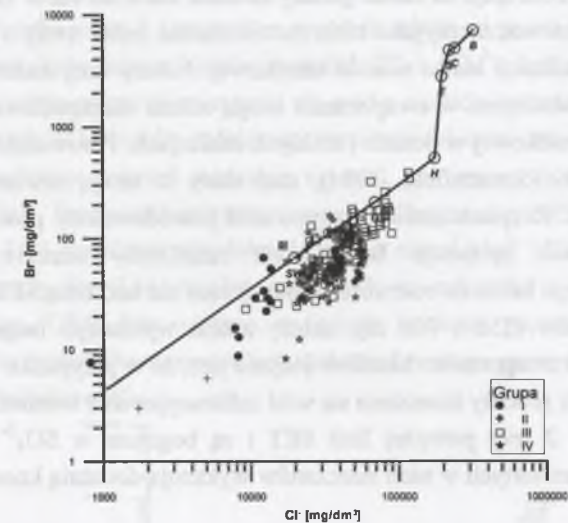
Fig. 7.16. Time series of selected parameters of waters from the I Eastern Drift on the 550 m working floor (PP-52 – sampling point) – the "Chwałowice" mine



Rys. 7.17. Zależność pomiędzy stężeniami Ca^{2+} i Cl^- dla wód KWK „Chwałowice” na tle linii SET. Objasnienia: SW – skład wody morskiej; punkty krystalizacji: G – gipsu, H – halitu

Fig. 7.17. Relationships between Ca^{2+} and Cl^- concentrations in mine waters of the "Chwałowice" mine on the background of the SET. Explanations: SW – seawater, crystallization points: G – gypsum, H – halite

Wszystkie analizowane wody, niezależnie od ich przynależności do grup 1-4, charakteryzuje wysoki współczynnik korelacji stężeń Br^- i Cl^- ($r=0,76$). Położenie kilku punktów grup 1, 3 i 4, powyżej linii SET (rys. 7.18) sugeruje ich relatywne wzbogacenie w Br^- . Pozostałe próbki reprezentowane są przez punkty leżące poniżej linii ewaporacji-rozcieńczenia wody morskiej. Skrajne wartości stężeń Br^- obserwowane są głównie dla wód grupy 2 (wartości minimalne) i grupy 3 (wartości maksymalne).



Rys. 7.18. Zależność pomiędzy stężeniami Br^- i Cl^- dla wód KWK „Chwałowice” na tle linii SET – linia ewaporacji-rozcieńczenia wody morskiej. Objasnienia: SW – skład wody morskiej; punkty krystalizacji: G – gipsu, H – halitu, E – epsomitu, S – sylwinu, C – karnalitu, B – bischofitu

Fig. 7.18. Relationships between Br^- and Cl^- concentrations in mine waters of the "Chwałowice" mine on the background of the SET – seawater evaporation curve. Explanations: SW – seawater, crystallization points: G – gypsum, H – halite, E – epsomite, S – sylvite, C – carnallite, B – bischofite

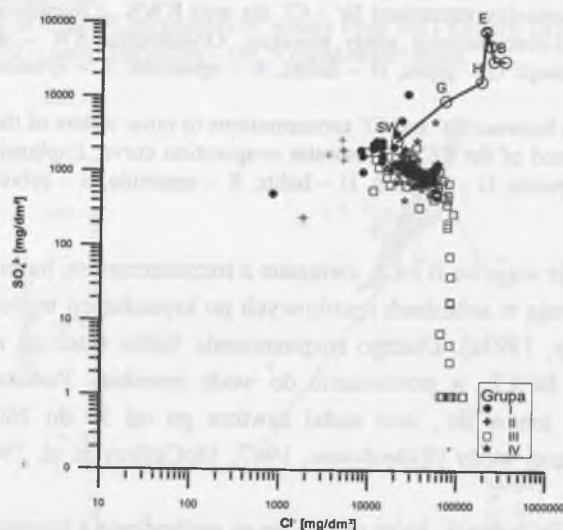
Typowe proporcje wagowe $Br:Cl$, związane z rozpuszczaniem halitu, są znacznie niższe od tych, które występują w solankach resztkowych po krystalizacji tej soli (Richter, Kreitler, 1986; Fontes, Matray, 1993a). Dlatego rozpuszczanie halitu skutkuje niskimi wartościami stosunku wagowego $Br:Cl$, w porównaniu do wody morskiej. Podczas krystalizacji halit wyklucza większość jonów Br^- , lecz nadal zawiera go od 30 do 260 ppm, zależnie od zasolenia odparowującej wody (Rittenhouse, 1967; McCaffrey et al, 1987; Fontes, Matray, 1993b).

Wzbogacenie w Br^- solanek, które uznaje się za pochodzące z rozpuszczania halitu, może być także wynikiem zachodzącej w nich, powolnej rekrytalizacji tej soli (Land, Prezbindowski, 1981; Moldovanyi, Walter, 1992); Fontes i Matray (1993a) wątpią jednak w efektywność tego zjawiska.

Punkty najdalej odsunięte w dół od SET (rys. 7.18), reprezentujące m.in. wody szybu VII, w którego profilu stwierdzono wystąpienie soli kamiennej o miąższości 9 m,

odpowiadałyby płynom formowanym wskutek rozpuszczania halitu (ubytek Br⁻). Pozostałe punkty, leżące poniżej linii parowania wody morskiej, ukazują relatywne zubożenie wód w Br⁻. Efekt ten, przyjmując ultrafiltracyjną genezę wzrostu zasolenia wód podziemnych utworów karbonu, należałoby tłumaczyć selektywną filtracją anionów (Berry, 1969 - vide Macioszczyk, 1987). Punkty leżące w pobliżu lub bezpośrednio na SET mogłyby odpowiadać wodom morskim, znajdującym się na różnych poziomach rozcieńczenia lub ewaporacji. Jednakże, w świetle koncepcji na temat genezy solanek karbonu GZW (Zuber, Pluta, 1989) należałoby je interpretować raczej jako efekt rozcieńczenia, przez wody o niższym zasoleniu, powstającej po krystalizacji halitu solanki resztkowej. Należy tutaj zaznaczyć, że proporcje pomiędzy Cl⁻ i Br⁻ obecnymi w ewaporatach mogą zostać skomplikowane przez zjawisko uwięzienia solanki resztkowej w porach i ciekłych inkluzjach. Porowatość ewaporatów może sięgać nawet 40-50% (Sonnenfeld, 1984), stąd skały te mogą zawierać znaczące ilości uwięzionych solanek. Rozpuszczanie tego typu skał powodowałoby powstawanie solanek o wyższych wartościach proporcji Br⁻:Cl⁻, niż należałoby oczekiwać w przypadku przechodzenia czystego halitu do roztworu. Wody leżące tuż nad linią SET pochodzą głównie z głębszych poziomów (550 i 700 m), należy zatem wykluczyć bezpośredni związek z wodami resztkowymi ewaporatów. Możliwe jedynie jest, że w przypadku ich formowania się pewną rolę odgrywały procesy mieszania się wód infiltracyjnych z wodami resztkowymi.

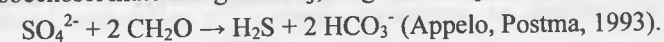
Wody grup 1 i 2 leżą powyżej linii SET i są bogatsze w SO₄²⁻ niż woda morska (rys. 7.19). Stężenia zawartych w nich siarczanów wykazują dodatnią korelację ze stężeniami Cl⁻ (r=0,77, n=27).



Rys. 7.19. Zależność pomiędzy stężeniami SO₄²⁻ i Cl⁻ dla wód KWK „Chwałowice” na tle linii SET – linia ewaporacji-rozcieńczenia wody morskiej. Objasnienia jak na rys. 7.17

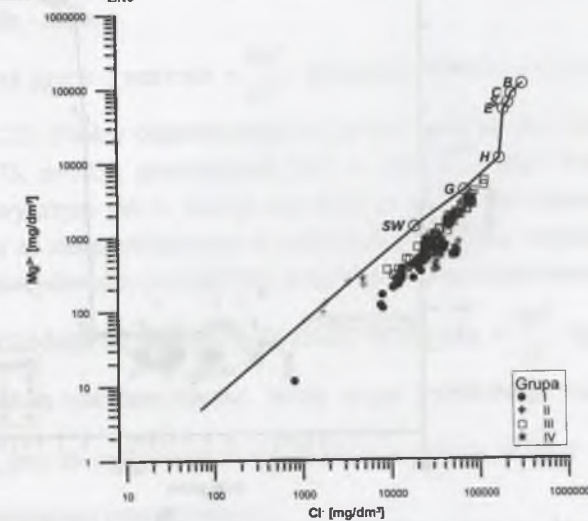
Fig. 7.19. Relationships between SO₄²⁻ and Cl⁻ concentrations in mine waters of the "Chwałowice" mine on the background of the SET – seawater evaporation curve. Explanations as in the Fig. 7.18

Pomiędzy koncentracjami Cl⁻ i SO₄²⁻ w wodach grup 3 i 4 brak jest dodatniej korelacji, co wskazuje na pochodzenie siarczanów inne niż z wody morskiej. Charakterystyczne jest rozproszenie części punktów grupy 3 - oznaczające znaczne zróżnicowanie stężeń siarczanów przy wysokich stężeniach chlorków. Może ono oznaczać różny stopień zaawansowania redukcji siarczanów w wodach reliktowych, o podwyższonej mineralizacji. Siarczany mogą, w obecności materii organicznej, ulegać redukcji do siarczków, zgodnie z reakcją:



Dla większości wód grupy 3 i grupy 4, o mineralizacjach od ponad 10 g/dm³ do około 65 g/dm³, obserwowana jest ujemna korelacja stężeń Cl⁻ i SO₄²⁻. Jest ona prawdopodobnie wynikiem zróżnicowania proporcji mieszania się wód o niskich (solanki utworów karbonu) i o wysokich stężeniach SO₄²⁻ (wody podziemne trzeciorzędu) oraz usuwaniem siarczanów w procesie wytrącania barytu wskutek mieszania się wód, zawierających siarczany z solankami wzbogaconymi w Ba²⁺. Proces taki opisywano w pracy Pluty et al. (1995).

Wody grup 1, 3 i 4 charakteryzuje dobra korelacja stężeń Mg²⁺ i Cl⁻ (dla grupy 1 r=0,97, grupy 3 r=0,99 i grupy 4 r=0,63) Analizowane wody są zubożone w Mg²⁺ w stosunku do wody morskiej (rys. 7.20). Nie oznacza to jednak istnienia procesów dolomityzacji w warstwie wodonośnej, gdyż obserwowana jest dodatnia korelacja pomiędzy stężeniami Mg²⁺ i opisanym dalej wskaźnikiem Ca_{Exc}.



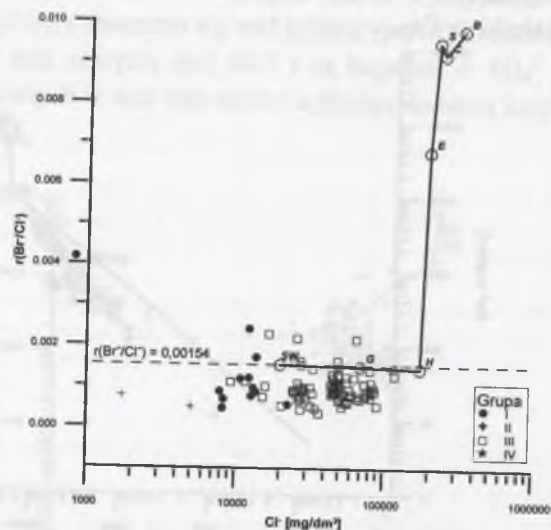
Rys. 7.20. Zależność pomiędzy stężeniami Mg²⁺ i Cl⁻ dla wód KWK „Chwałowice” na tle linii SET – linia ewaporacji-rozcieńczenia wody morskiej. Objasnienia jak na rys. 7.17

Fig. 7.20. Relationships between Mg²⁺ and Cl⁻ concentrations in mine waters of the "Chwałowice" mine on the background of the SET – seawater evaporation curve. Explanations as in the Fig. 7.18

Punkty odpowiadające wodom grup 1, 3 i 4 leżą nieco poniżej lub na linii ewaporacji - rozcieńczenia wody morskiej, świadczy to o równowadze pomiędzy stężeniami Na⁺ i Cl⁻. W wodach o rosnącej mineralizacji (sygnalizowanej tu przez stężenie chlorków) obserwowane jest w przypadku grupy 3 wyraźniejsze obniżenie koncentracji Na⁺ w stosunku do wody morskiej, związane zapewne z odwrotną wymianą jonową.

Jak dowiedziono (Carpenter, 1978; McCaffrey et al, 1987), Br^- jest w znacznym stopniu wykluczany ze struktury halitu i dlatego parowanie wody, po przekroczeniu punktu krystalizacji tej soli, powoduje powstawanie solanki resztkowej o wysokim (w porównaniu do wody morskiej) stosunku $\text{Br}^-:\text{Cl}^-$. Wysokie stężenia Br^- oraz wysokie wartości $\text{Br}^-:\text{Cl}^-$ mogą sugerować ewaporacyjne pochodzenie wód, podobnie jak w przypadku wielu solanek złożowych (Egeberg, Aagaard, 1989; Connolly et al, 1990; Fontes, Matray, 1993b; Nativ, 1996).

Wartość wskaźnika $r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-}$ dla wody morskiej wynosi $1,54 \cdot 10^{-3}$ (Zherebtsova, Volkova, 1966). Typowe wartości stosunku molowego $r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-}$ są w przypadku rozpuszczania halitu znacznie niższe od wartości obserwowanych w solankach, w punkcie krystalizacji tej soli. Punkty leżące powyżej linii $r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-} = 1,54 \cdot 10^{-3}$ odpowiadają względnemu wzbogaceniu wód w Br (rys. 7.21).



Rys. 7.21. Zależność pomiędzy wartością wskaźnika $r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-}$ a stężeniem Cl^- dla wód KWK

„Chwałowice” na tle linii SET - linia ewaporacji-rozcieńczenia wody morskiej. Objasnienia jak na rys. 7.17

Fig. 7.21. Relationships between $r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-}$ value and Cl^- concentrations in mine waters of the

„Chwałowice” mine on the background of the SET – seawater evaporation curve. Explanations as in the Fig. 7.18

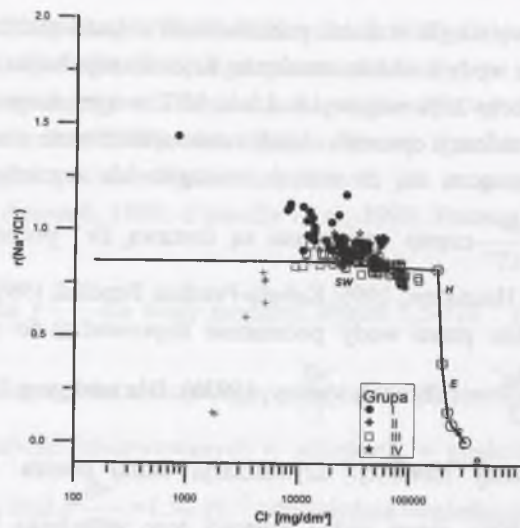
Punkty leżące poniżej linii parowania wody morskiej (większość próbek) odpowiadałyby rozcieńczonym wodom, formowanym wskutek rozpuszczania halitu (ubytek Br^-) lub relatywnie zubożonym w Br wskutek ultrafiltracji. Punkty leżące powyżej SET mogą

odpowiadać wodom utworzonym wskutek rozcieńczenia solanki resztkowej powstającej po krystalizacji halitu przez wody o niskim zasoleniu. Krystalizacja halitu następuje w punkcie, gdy zasolenie osiąga około 26% wagowych. Linia SET w tym miejscu wznosi się niemal pionowo do punktu krystalizacji epsomitu. Jeżeli zatem analizowane wody charakteryzują się niższym zasoleniem, oznacza to, iż musiało nastąpić ich rozcieńczenie. Podwyższone wartości wskaźnika $r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-}$ często wyjaśniane są dostawą Br^- , pochodzącego z rozkładu materii organicznej (np. Hounslow, 1995; Kabata-Pendias, Pendias, 1993).

Rozpuszczanie halitu przez wody podziemne doprowadza do powstania solanek o wartości wskaźnika $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-} = 1$ (Fontes, Matray, 1993b). Dla wód grup 2, 3 i 4 wartość $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ jest niższa niż dla wody morskiej. Krystalizacja halitu obniża $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ w solankach resztkowych (Nativ, 1996), zatem niskie wartości tego wskaźnika mogą wskazywać na genezę ewaporacyjną. Wody grup 3 i 4 wykazują obniżone wartości $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ (w stosunku do typowych dla rozpuszczania halitu – 1:1), co oznaczałoby modyfikacje oryginalnego składu wskutek interakcji woda - skała.

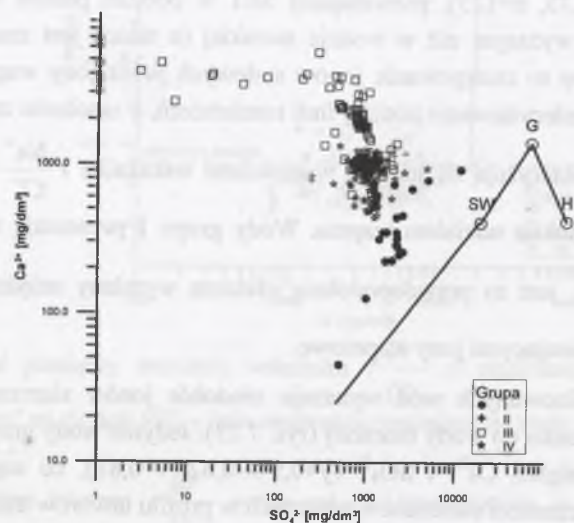
W populacji próbek grupy 3 wartości $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ prezentują wyraźne związki korelacyjne ze stężeniami Cl^- (rys. 7.22). Punkty odpowiadające tej grupie układają się wzdłuż linii regresji ($y = -0,14x + 1,49$, $r = -0,73$, $n = 123$), przecinającej SET w pobliżu punktu wody morskiej. W wodach o zasoleniu wyższym niż w wodzie morskiej (a takich jest znaczna większość w grupie 3) oznaczałoby to zastępowanie jonów sodowych przez jony wapniowe. Punkty dla wód grupy 2, leżące zdecydowanie poniżej linii rozcieńczeń, o zasoleniu znacznie niższym od wody morskiej charakteryzują się niskimi wartościami wskaźnika $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ typowymi dla wód infiltracyjnych z wysokim udziałem wapnia. Wody grupy 1 prezentują wartości wskaźnika $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ wyższe od 1, jest to prawdopodobnie efektem wymiany między skałą a wodami infiltracyjnymi, zawierającymi jony wapniowe.

Większość analizowanych wód wykazuje niedobór jonów siarczanowych i znaczny nadmiar Ca^{2+} w stosunku do wody morskiej (rys. 7.23). Jedynie wody grupy 1 charakteryzuje dodatnia korelacja stężeń Ca^{2+} i SO_4^{2-} ($y = 0,94x - 0,62$; $r = 0,81$), co sugeruje związek ich chemizmu z rozpuszczaniem siarczanów zawartych w profilu utworów trzeciorzędowych.



Rys. 7.22. Zależność pomiędzy wartością wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ a stężeniem Cl^- dla wód KWK „Chwałowice” na tle linii SET – linia ewaporacji-rozcieńczenia wody morskiej. Objaśnienia jak na rys. 7.18

Fig. 7.22. Relationships between $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ value and Cl^- concentrations in mine waters of the "Chwałowice" mine on the background of the SET – seawater evaporation curve. Explanations as in the Fig. 7.18

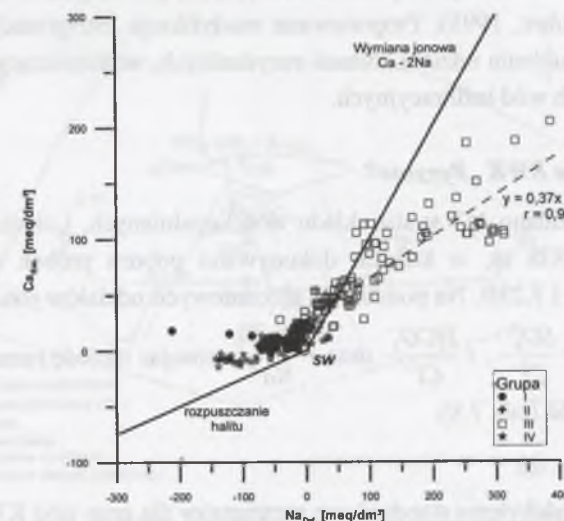


Rys. 7.23. Zależność pomiędzy stężeniami Ca^{2+} i SO_4^{2-} dla wód KWK „Chwałowice” na tle linii SET – linia ewaporacji-rozcieńczenia wody morskiej. Objaśnienia jak na rys. 7.18

Fig. 7.23. Relationships between Ca^{2+} and SO_4^{2-} concentrations in mine waters of the "Chwałowice" mine on the background of the SET – seawater evaporation curve. Explanations as in the Fig. 7.18

W przypadku grupy 3, dla wód o wysokich stężeniach wapnia, widoczny jest silny rozrzut zawartości siarczanów, wynikający (jak wcześniej wspomniano) z różnego stopnia zaawansowania redukcji SO_4^{2-} . Dla pozostałych wód grupy 3 i grupy 4 ujemna korelacja stężeń Ca^{2+} i SO_4^{2-} jest prawdopodobnie wynikiem zróżnicowania proporcji mieszania wód utworów karbonu z wodami trzeciorzędu oraz usuwania siarczanów przez krystalizację barytu.

Zależności pomiędzy deficytem Na^+ i wzbogaceniem badanych wód w Ca^{2+} zostały przedstawione zgodnie z podaną wcześniej (rozdz. 7.1.1) metodyką (Davisson et al., 1994 oraz Davisson, Criss, 1996) (rys. 7.24). Położenie punktów grupy 1 dowodzi, iż mogłyby one reprezentować wody podziemne powstałe wskutek wymiany jonowej między skałą zawierającą Na^+ w pozycjach wymiennych a wodami infiltracyjnymi z udziałem Ca^{2+} (ujemny deficyt Na^+ , przy słabo zróżnicowanym Ca_{Exc}).



Rys. 7.24. Zależności pomiędzy deficytem Na^+ i wzbogaceniem badanych wód w Ca^{2+} - KWK „Chwałowice”. Objaśnienia w tekście

Fig. 7.24. Relationships between Na^+ excess and Ca^{2+} deficit in mine waters - the "Chwałowice" mine. Explanations in the text

Typowe płyny hydrotermalne lub słabo zmineralizowane wody podziemne mają niskie wartości Ca_{Exc} oraz Na_{Def} i jako niebędące typowymi płynami złożowymi przedstawione są w kwadrantach ujemnych wykresu (Davisson, Criss, 1996). Do takich, ze względu na położenie reprezentujących je punktów, należałoby zaliczyć część wód grupy 4. Są to głównie wody z poziomu 390 m: z szybu VIII, komory pomp i przekopu do poziomu 75 m.

Wody grupy 4 można podzielić na dwie subpopulacje: pierwsza subpopulacja obejmuje głównie wody szybu VII, o ujemnym Ca_{Exc} , do drugiej należą pozostałe wody grupy 4, o wartościach $Ca_{Exc} > 0$. Na podstawie położenia punktów subpopulacji pierwszej, nieco powyżej linii rozpuszczania halitu, zaliczone do niej wody należy interpretować jako formowane pod znacznym wpływem rozpuszczania tej soli (pozostaje to w związku np. z obecnością poziomu soli kamiennej w profilu szybu VII). Grupa druga zawiera wody

podziemne o składzie ukształtowanym w procesie mieszania wód podziemnych, pochodzących z rozpuszczania halitu z wodami paleoinfiltracyjnymi utworów karbonu.

Uzyskana dla grupy 3 linia regresji ($y=0,37x+28$; $r=0,90$) jest słabiej nachylona na rys. 7.24 od typowych linii BFL (Basinal Fluid Line - informująca, czy skład solanek jest efektem wymiany kationowej 2 Na⁺ za 1 Ca²⁺). Linia regresji obliczona dla wód paleoinfiltracyjnych (cyklu III), o wartościach wskaźnika $\frac{Cl^-}{Br^-} < 300$, charakteryzuje się niemal identycznym równaniem ($y=0,34x+23$; $r=0,95$; $n=18$). Oznacza to, że w tym przypadku dominującą rolę odgrywają procesy odwrotnej wymiany jonowej (spadek koncentracji Na⁺, przy wzroście Ca²⁺) oraz udział w analizowanych wodach składowej, związanej z solankami rezydualnymi, uboższymi w Ca²⁺, tworzącymi się w procesie ewaporacji (Davisson, Criss, 1996). Wyjaśnienie takie potwierdza możliwość interpretowania silnie zasolonych wód karbonu jako paleoinfiltracyjnych, powstałych w wyniku ługowania ewaporatów (Pluta, Zuber, 1995). Proponowana modyfikacja interpretacji dotychczasowej polega zatem na uwypukleniu udziału solanek rezydualnych, uczestniczących w formowaniu chemizmu wyjściowych wód infiltracyjnych.

7.1.3. Wody kopalniane KWK „Borynia”

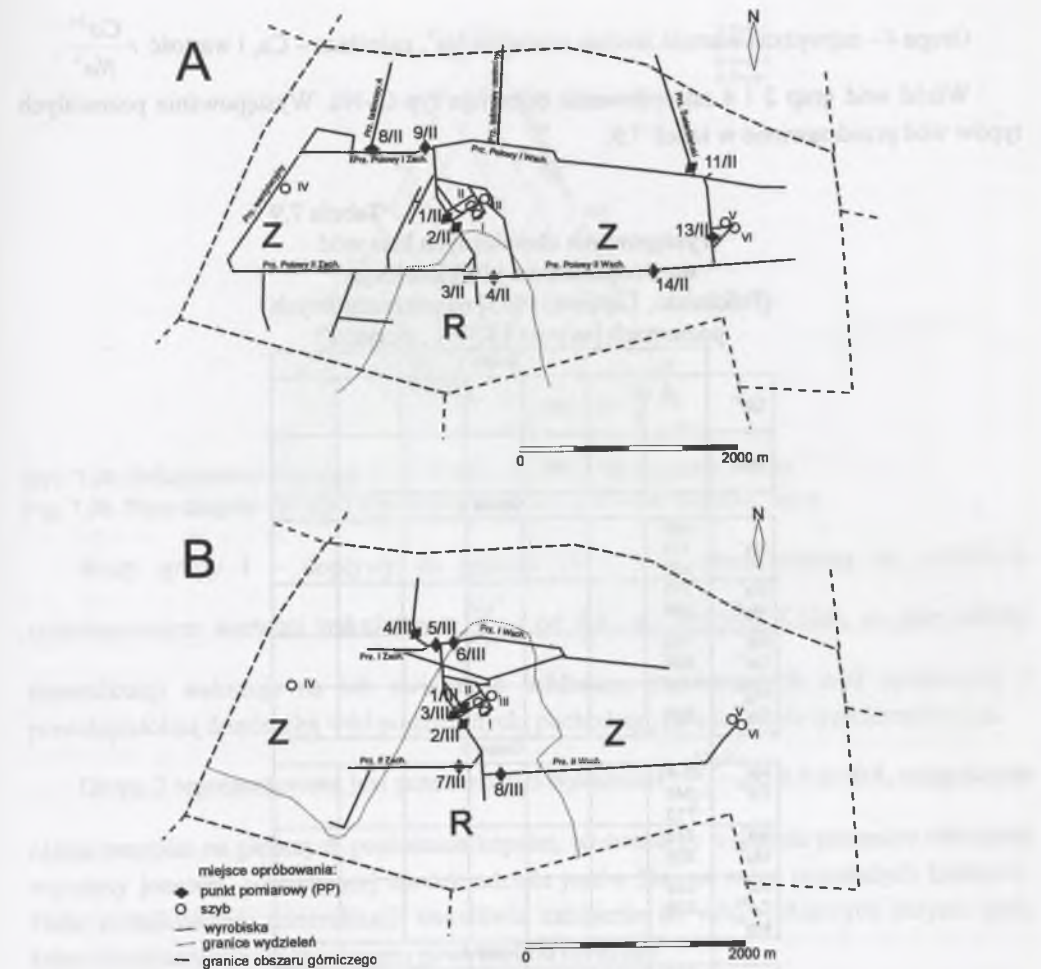
Wnioskowaniu poddano 157 analiz składu wód kopalnianych. Lokalizację wyrobisk na poziomach 713 m i 838 m, w których dokonywano poboru próbek wód, ukazano na schematach rys. 7.25A i 7.25B. Na podstawie: procentowych udziałów jonów głównych oraz wskaźników: $r \frac{Na^+}{Cl^-}$, $r \frac{SO_4^{2-}}{Cl^-}$, $r \frac{HCO_3^-}{Cl^-}$ oraz $r \frac{Ca^{2+}}{Na^+}$, stosując metodę rozmytych k-średnich, wyróżniono 4 grupy wód (tab. 7.8).

Tabela 7.8

Wartości średnie i odchylenia standardowe parametrów dla grup wód KWK „Borynia”

Zmienna	Grupa 1 (n=5)		Grupa 2 (n=70)		Grupa 3 (n=10)		Grupa 4 (n=72)	
	Srednia	Odchylenie standardowe	Srednia	Odchylenie standardowe	Srednia	Odchylenie standardowe	Srednia	Odchylenie standardowe
%Na ⁺	45,57218	46,28807	68,85033	2,957297	46,46768	10,57013	77,48451	4,335296
%K ⁺	1,22692	0,68255	1,38575	1,211784	0,95009	1,55793	1,33594	1,129055
%Mg ²⁺	8,71865	8,10260	12,57438	2,902218	25,39699	15,13122	9,59489	2,241872
%Ca ²⁺	44,48225	39,10350	17,18954	2,634537	27,18524	9,27907	11,58466	3,171072
%Cl ⁻	20,62403	16,59657	99,56200	0,957610	93,31627	8,05506	99,02046	1,692468
%SO ₄ ²⁻	3,55358	2,98575	0,07592	0,174884	2,80106	3,27313	0,36823	0,939627
%HCO ₃ ⁻	75,82239	13,87785	0,36208	0,801779	3,88267	6,35820	0,61130	1,237375
$r \frac{Na^+}{Cl^-}$	1,94619	0,80768	0,68563	0,042121	0,53546	0,18189	0,78331	0,046483
$r \frac{SO_4^{2-}}{Cl^-}$	0,43408	0,43264	0,00078	0,001830	0,03220	0,03796	0,00384	0,009977
$r \frac{HCO_3^-}{Cl^-}$	7,46757	6,75504	0,00372	0,008445	0,04751	0,08168	0,00636	0,013258
$r \frac{Ca^{2+}}{Na^+}$	3,98591	3,96922	0,25087	0,045015	0,61620	0,24247	0,15153	0,044565

Znakiem % oznaczono udział kationów lub anionów [%mval/dm³] w analizowanych wodach



Rys. 7.25. Schemat opróbowania w KWK „Borynia” na poziomach: 713 m – A, 838 m – B. Objasnienia: warstwy: R – rudzkie, Z – załęskie
Fig. 7.25. Scheme of sampling in the „Borynia” mine at the working floors: 713 m – A, 838 m – B. Explanations: R – the Ruda seams, P – the Załęże seams

Grupa 1 – charakteryzuje się najniższymi średnimi wartościami udziałów Na⁺, Mg²⁺ i Cl⁻ przy najwyższych wartościach wskaźników $r \frac{Na^+}{Cl^-}$, $r \frac{SO_4^{2-}}{Cl^-}$, $r \frac{HCO_3^-}{Cl^-}$ oraz $r \frac{Ca^{2+}}{Na^+}$ i udziałów Ca²⁺, SO₄²⁻, HCO₃⁻. Obejmuje ona pobrane w szybie IV na głębokości 45 m wody typu HCO₃-Ca oraz w szybie V na poziomie 165 m wody typu HCO₃-Cl-Na.

Grupa 2 – najwyższe wartości średnie udziałów K⁺ i Cl⁻; najniższe: SO₄²⁻, HCO₃⁻ oraz wskaźników $r \frac{SO_4^{2-}}{Cl^-}$, $r \frac{HCO_3^-}{Cl^-}$ i $r \frac{Ca^{2+}}{Na^+}$.

Grupa 3 – najwyższe wartości udziałów: Mg²⁺; najniższe – K⁺ oraz wartość $r \frac{Na^+}{Cl^-}$.

Grupa 4 – najwyższa wartość średnia udziałów Na^+ , najniższe – Ca, i wartość $r \frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Na}^+}$.

Wśród wód grup 2 i 4 zdecydowanie dominuje typ Cl-Na. Występowanie pozostałych typów wód przedstawiono w tabeli 7.9.

Tabela 7.9
Występowanie chemicznych klas wód
wg Szczukariewa i Prikłońskiego
(Prikłoński, Łaptiew, 1955) na poszczególnych
poziomach [m p.p.t.] KWK „Borynia”

Grupa 1							
Ca^{2+}			45				
Na^+			165				
Grupa 2							
Na^+	588						
	713						
	838						
Na^+	713						
Mg^{2+}	838						
Na^+	713						
Ca^{2+}	838						
Mg^{2+}	838						
Ca^{2+}	838						
Grupa 3							
Na^+	42-45						
Ca^{2+}	346						
	713						
Na^+	713						
Mg^{2+}	838						
Na^+	588						
Ca^{2+}	838						
Mg^{2+}							
Grupa 4							
Na^+	588						
	713						
	838						
		Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Cl^-
					SO_4^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}
							HCO_3^-

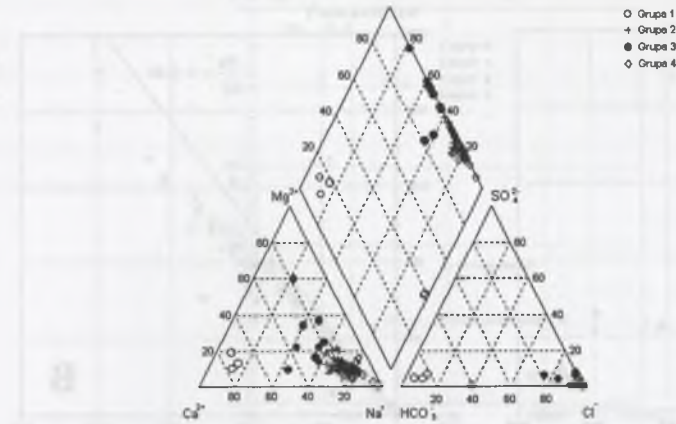
Chemizm wód grup 1-4 ukazano za pomocą zapisu Kurlowa i diagramu Pipera (rys. 7.26).

$$\text{grupa 1} - M^{0,2-1,56} \frac{\text{Cl}^{5,1-39,1} \text{SO}_4^{0,0-6,9} \text{HCO}_3^{61,2-89,9}}{\text{Na}^{8,2-96,3} \text{Ca}^{2,2-73,0} \text{Mg}^{0,2-18,8} \text{K}^{0,0-2,0}} (\text{Fe}^{11-81})$$

$$\text{grupa 2} - M^{2,5-123,0} \frac{\text{Cl}^{93,9-99,9} \text{SO}_4^{0,1-1,1} \text{HCO}_3^{0,0-5,2}}{\text{Na}^{59,8-73,4} \text{Ca}^{12,1-25,4} \text{Mg}^{8,2-23,6} \text{K}^{0,1-4,2}} (\text{I}^{0,6-16,1} \text{Fe}^{0,3-45})$$

$$\text{grupa 3} - M^{0,6-150,4} \frac{\text{Cl}^{75,3-99,9} \text{SO}_4^{0,0-8,1} \text{HCO}_3^{0,1-18,0}}{\text{Na}^{21,2-56,1} \text{Ca}^{15,9-46,3} \text{Mg}^{9,8-36,9} \text{K}^{0,1-3,9}} (\text{Fe}^{0,7-26,1})$$

$$\text{grupa 4} - M^{1,5-142,4} \frac{\text{Cl}^{92,5-99,9} \text{SO}_4^{0,0-5,9} \text{HCO}_3^{0,0-6,6}}{\text{Na}^{72,9-93,7} \text{Ca}^{0,2-17,1} \text{Mg}^{3,1-15,8} \text{K}^{0,3-7,4}} (\text{I}^{0,4-77,0} \text{Fe}^{0,1-67,7})$$



Rys. 7.26. Skład jonowy wód grup 1-4 – KWK „Borynia” na diagramie Pipera
Fig. 7.26. Piper diagram for mine waters of groups nr 1 to 4 – the "Borynia" mine

Wody grupy 1 – dopływy do szybów IV i V – charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem wartości wskaźnika $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$: od 0,87 do 2,6 (rys. 7.27a), co przy niskiej mineralizacji wskazuje na ich związek z infiltracją współczesnych wód opadowych z prawdopodobną domieszką wód podziemnych, pochodzących z utworów trzeciorzędowych.

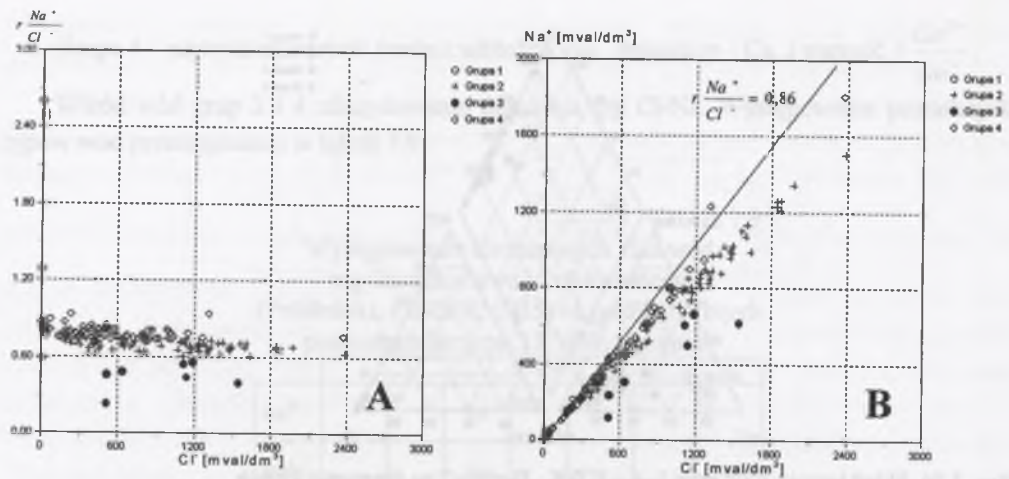
Grupa 2 reprezentowana jest przez wody o wskaźniku $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ od 0,6 do 0,8, osiągającym

niższe wartości na głębszych poziomach kopalni, co świadczy o udziale procesów odwrotnej wymiany jonowej, powodującej spadek udziału jonów Na^+ na rzecz pozostałych kationów. Duże zróżnicowanie mineralizacji umożliwia zaliczenie do wód reliktowych jedynie tych, które charakteryzują się zasoleniem powyżej 200 mval/dm³.

Grupa 3, w której wartości $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ wahają się od 0,23 do 0,83, jest mało charakterystyczna ze względu na wewnątrzgrupowe zróżnicowanie wartości wszystkich analizowanych parametrów, w tym także i głębokości pobrania próbek.

Grupa 4 zawiera wody reliktowe lub wody podziemne strefy utrudnionej wymiany ($r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ od 0,71 do 0,93).

Poza nielicznymi próbkami reprezentującymi wody infiltracyjne (grupa 1) tylko jedna z silnie zmineralizowanych próbek ($\text{Cl}^- > 1200 \text{ mval/dm}^3$) przedstawia wartość $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-} \sim 1$, co może być efektem ługowania wykwitów soli, powstających w silnie wentylowanych wyrobiskach.

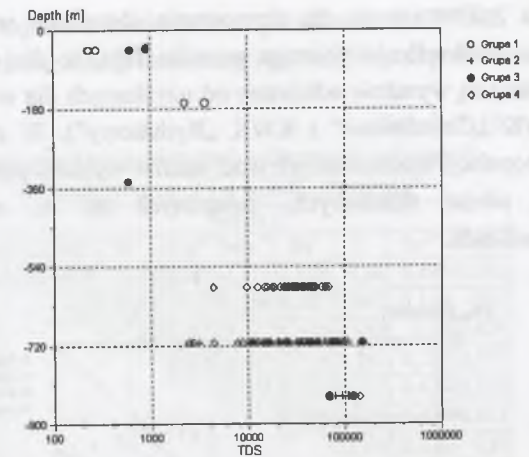


Rys. 7.27. Zależności: A - wartości wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ oraz B - koncentracji Na^+ od stężeń Cl^- [mval/dm³] w wodach KWK „Borynia”. Objasnienia w tekście

Fig. 7.27. Relationships A - $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ vs. Cl^- , and B - Na^+ vs. Cl^- [meq/dm³] in mine waters of the "Borynia" mine. Explanations in the text

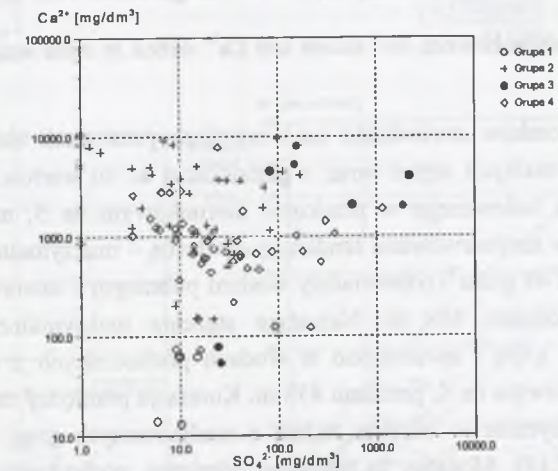
Stężenia rNa^+ i rCl^- , zwłaszcza w wodach należących do grup 1, 2 i 4, są ze sobą silnie skorelowane ($y = 0,67x + 27,8$, $r = 0,99$, $n = 149$) (rys. 7.27b). Większość punktów jest odchyłona na prawo od linii $r \frac{Na^+}{Cl^-} = 0,86$, co świadczy o procesach odwrotnej wymiany jonowej, zaznaczających się silniej w próbkach o wyższej mineralizacji, reprezentujących reliktywne wody stagnacyjne. Wody grupy 3 są wyraźnie zubożone o jony Na^+ , cechują się natomiast wysokimi stężeniami Ca^{2+} i Mg^{2+} .

Zbadane wody KWK „Borynia” charakteryzuje wzrost mineralizacji wraz z głębokością ich występowania (rys. 7.28). Wyjątek stanowi próbka z szybu III, pobrana na głębokości 360 m, której skład jest efektem dopływu słabo zmineralizowanych wód podziemnych z utworów nadkładu. Próbkę pobraną na głębokościach mniejszych niż 588 m pochodzą wyłącznie z dopływów do szybów III, IV oraz V i reprezentują grupy 1 lub 3 – wody typów $Cl-Na-Ca$, HCO_3-Ca i $HCO_3-Cl-Na$ o mineralizacji 0,2 do 2,6 g/dm³ i $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ od 0,59 do 2,6. Indeks nasycenia dla gipsu $SI < -2$. Dla kalcytu i dolomitu $SI > 0$ jedynie dla wód pobranych w szybie V.



Rys. 7.28. Zależność mineralizacji [mg/dm³] od głębokości pobrania próbek – KWK „Borynia”
Fig. 7.28. TDS [mg/dm³] vs. sampling depth – the "Borynia" mine

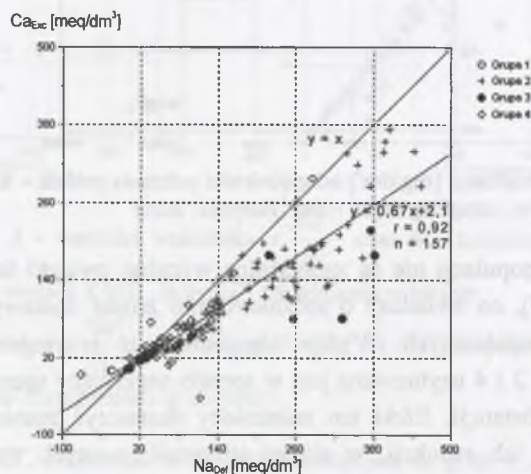
W analizowanej populacji nie są zauważalne wyraźne związki korelacyjne pomiędzy rCa i SO_4^{2-} (rys. 7.29), co świadczy o zróżnicowaniu źródeł dostawy tych substancji do analizowanych wód kopalnianych. Wydaje się jednak, iż przynajmniej część punktów reprezentujących grupy 2 i 4 usytuowana jest w sposób sugerujący ujemną korelację między stężeniami obydwu substancji. Efekt ten należałoby tłumaczyć zmniejszaniem się stężeń siarczanów w wyniku ich redukcji, w silniej zmineralizowanych wodach o charakterze reliktywnym.



Rys. 7.29. Relacje pomiędzy stężeniami Ca^{2+} oraz siarczanów w wodach KWK „Borynia”
Fig. 7.29. Relationships between Ca^{2+} and sulfates concentrations in mine waters - the "Borynia" mine

Interpretacja zależności pomiędzy deficytem Na^+ i wzbogaceniem badanych wód w Ca^{2+} ($Ca_{Exc} - Na_{Der}$) – rys. 7.30 – wskazuje, że większość wód grup 2 i 4 (reprezentowanych na diagramie przez punkty opisywane linią regresji $y = 0,67 = 2,1$) może być związana z odparowanymi w suchym klimacie wodami opadowymi, poddany w trakcie dalszej ewolucji odwrotnej wymianie jonowej. Potwierdzałoby to tezę Pałysa (1966) o znaczeniu

permskiego cyklu infiltracyjnego dla formowania chemizmu wód w głębokich strefach utworów karbonu. Podkreślenia wymaga ponadto fakt, iż dla obszaru KWK „Borynia” rezultaty interpretacji są wyraźnie odmienne od uzyskanych dla wód niecki chwałowickiej i jejkowieckiej (KWK „Chwałowice” i KWK „Rydułtowy”). W obydwu przypadkach, dla znaczącej części populacji analizowanych wód, analiza wykresu pozwalała na wyjaśnienie ich genezy poprzez udział składowych, związanych m. in. z ługowaniem utworów ewaporatowych nadkładu.



Rys. 7.30. Zależność pomiędzy deficytem Na^+ i wzbogaceniem wód w Ca^{2+} – KWK „Borynia” [mval/dm³]

Fig. 7.30. Relationships between Na^+ excess and Ca^{2+} deficit in mine waters – the "Borynia" mine [meq/dm³]

Obecność bromków stwierdzano na wszystkich poziomach eksploatacyjnych, notując wzrost ich maksymalnych stężeń wraz z głębokością aż do wartości 294 i 335 mg/dm³ w wodach z otworu badawczego w przekopie kierunkowym na S, na poziomie 838 m. W przypadku jodków zaobserwowano tendencję odwrotną – maksymalne stężenia (77 mg/dm³, przy mineralizacji 48 g/dm³) odpowiadały wodom pobranym z otworu Z 81/74 na przekopie połowym, na poziomie 588 m. Najniższe stężenia maksymalne (16,1 mg/dm³, przy mineralizacji 106 g/dm³) stwierdzono w wodach pochodzących z otworu badawczego w przekopie kierunkowym na S, poziomu 838 m. Korelacja pomiędzy stężeniami I^- oraz Br^- nie jest istotna statystycznie w obrębie żadnej z analizowanych grup, wyróżnionych metodą k-średnich (tab. 7.10). Mogłoby to oznaczać odmienne pochodzenie obydwu substancji w analizowanych wodach lub zróżnicowaną intensywność procesów ich uwalniania poprzez

interakcje woda – skała. Obserwacja zależności $r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-}$ – Cl^- (rys. 7.31) pozwala jednak na

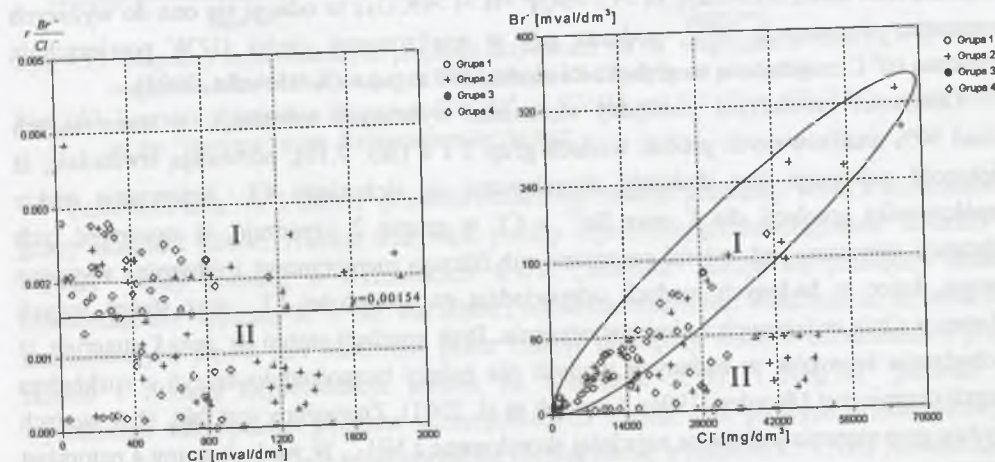
wyróżnienie dwu subpopulacji próbek wód. Do subpopulacji pierwszej (I) należą wody względnie wzbogacone Br^- , reprezentowane przez punkty usytuowane powyżej linii $y=0,00154$ – odpowiadającej składowi wody morskiej. Wody te charakteryzuje również relatywnie wysoka korelacja Br^- oraz I^- ($R=0,74$). Subpopulacja druga (II) obejmuje wody o

stężeniach Br^- poniżej 80 mg/dm³, nieskorelowanych istotnie z Cl^- , NH_4^+ oraz I^- (rys. 7.32). Oznacza to, iż stężenia tych substancji sterowane były odrębnymi procesami.

Tabela 7.10
Macierze korelacji stężeń wybranych substancji w wodach grup 2 i 4 KWK „Borynia”

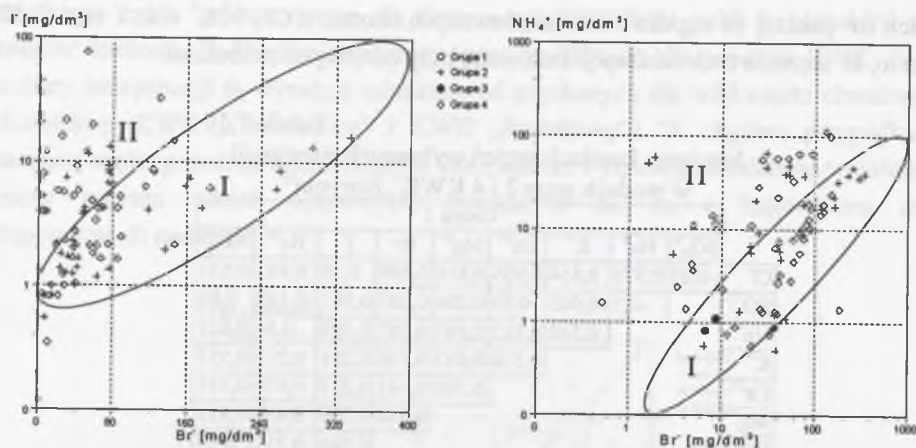
		Grupa 2								
		SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Br^-	I^-	Ba^{2+}	NH_4^+
Cl^-		-0,03	0,979	0,614	0,905	0,816	0,598	0,36	0,492	0,631
SO_4^{2-}			-0,1	-0,003	-0,03	0,206	0,007	0,007	-0,169	0,05
Na^+				0,588	0,817	0,697	0,597	0,389	0,44	0,621
K^+					0,536	0,633	0,136	0,261	0,235	0,557
Ca^{2+}						0,788	0,581	0,227	0,479	0,554
Mg^{2+}							0,488	0,356	0,434	0,611
Br^-								0,244	0,212	0,32
I^-									0,05	0,583
Ba^{2+}										0,203

		Grupa 4								
		SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Br^-	I^-	Ba^{2+}	NH_4^+
Cl^-		-0,02	0,994	0,62	0,846	0,86	0,588	0,559	0,65	0,511
SO_4^{2-}			0,01	0,09	0,02	-0,03	0,08	0,144	-0,05	0,245
Na^+				0,602	0,805	0,831	0,581	0,543	0,728	0,494
K^+					0,46	0,631	0,262	0,555	0,589	0,78
Ca^{2+}						0,739	0,359	0,467	0,113	0,35
Mg^{2+}							0,422	0,611	0,152	0,606
Br^-								0,162	0,104	0,414
I^-									0,574	0,662
Ba^{2+}										0,199



Rys. 7.31. Relacje proporcji $r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-}$ względem koncentracji Cl^- [mval/dm³] oraz stężeń Br^- względem Cl^- [mg/dm³] w wodach KWK „Borynia”. Objasnienia w tekście

Fig. 7.31. Relationships $r \frac{\text{Br}^-}{\text{Cl}^-}$ vs. Cl^- [meq/dm³], and Br^- vs. Cl^- [mg/dm³] for mine waters of the "Borynia" mine. Explanations in the text



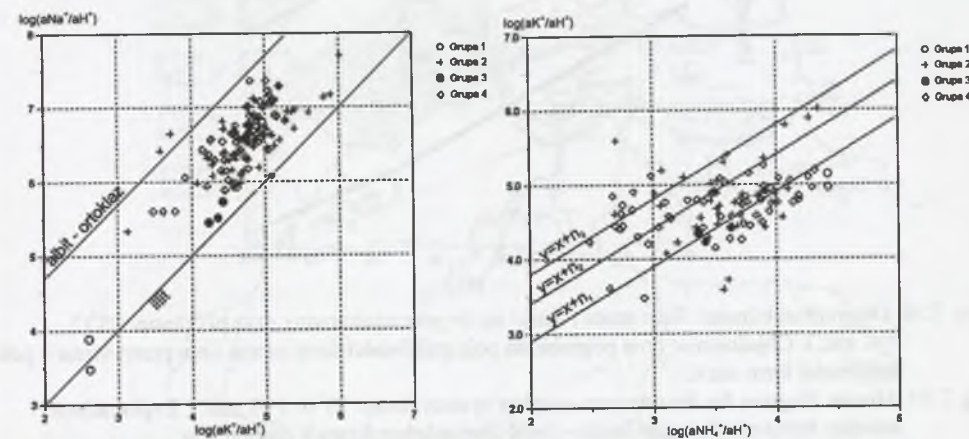
Rys. 7.32. Zależności pomiędzy stężeniami I⁻ oraz NH₄⁺ a zawartością Br⁻ w wodach KWK „Borynia”
Fig. 7.32. Relationships I⁻ vs. Br⁻, and NH₄⁺ vs. Br⁻ [mg/dm³] for mine waters of the “Borynia” mine

Opisane wzbogacenie wód subpopulacji I w jony Br⁻ mogłoby być spowodowane udziałem solanki resztkowej (o wysokim stężeniu Br⁻), pozostałej po krystalizacji halitu lub dostawą Br⁻, pochodzącego z substancji organicznej. W związku z faktem, iż w profilu geologicznym analizowanego rejonu nie są obecne utwory ewaporatowe, najbardziej prawdopodobna wydaje się jednak hipoteza łącząca podwyższone zawartości Br⁻ z procesem jego desorpcji z warstwy wodonośnej. Zakładając natomiast aktywność procesów membranowych w kształtowaniu zależności pomiędzy Br⁻ i Cl⁻, należałoby przyjąć, iż względne wzbogacenie anionów po stronie wejściowej membrany jest następujące Cl⁻>Br⁻>I⁻>F⁻ (Berry, 1969 - vide Macioszczyk, 1987). Jakkolwiek w publikacji Kharaka, Berry (1973) przedstawiono także sekwencję Br⁻>Cl⁻>SO₄²⁻>B>I⁻>HCO₃⁻, to odnosi się ona do wyższych temperatur, sięgających 70°C, podczas gdy w analizowanej części GZW powierzchnia termiczna 60°C znajduje się na głębokości około 1300 m p.p.t. (Kozłowska, 2002).

Zależności korelacyjne pomiędzy stężeniami wybranych substancji, w stanowiących ponad 90% analizowanych próbek wodach grup 2 i 4 (tab. 7.10), pozwalają stwierdzić, iż większość substancji jest dodatnio skorelowana ze stężeniami Cl⁻. Relatywnie niskie współczynniki korelacji dla I⁻ oraz Ba²⁺ z Cl⁻ w grupie 2 oznaczają, iż zawartość tych substancji sterowana jest innymi procesami niż filtracja membranowa i odwrotna wymiana jonowa, które w badanych wodach odpowiadają za zawartości Cl⁻ oraz stężeń innych substancji silnie związanych z nimi statystycznie. Brak korelacji stężeń Br⁻ oraz I⁻ sugeruje, iż pochodzenia bromków w badanych wodach nie należy bezpośrednio łączyć z rozkładem materii organicznej (Worden, 1996; Kendrick et al. 2001). Znamienny jest fakt, iż w wodach obydwu grup stężenia jodków są najsilniej skorelowane z NH₄⁺. W wodach grupy 4 natomiast zwraca uwagę wysoki współczynnik korelacji pomiędzy K⁺ oraz NH₄⁺. Jon amonowy w środowiskach geologicznych jest powszechny jako podstawienia na miejsce K⁺ w skałach, łuszczakach oraz minerałach ilastych. Znane są towarzyszące pokładom węgla skały zawierające illit, w którym 50% potasu na pozycjach międzywarstwowych zastąpione jest

przez NH₄⁺ (Juster et al., 1987). Związki korelacyjne pomiędzy NH₄⁺ oraz K⁺ w wodach podziemnych mają charakter systematyczny. Są one obserwowane w wodach różnych środowisk; uważa się, iż są one kontrolowane przez skład mineralogiczny ośrodków wodonośnych (Manning, Hutcheon, 2004). Wymiana K⁺ - NH₄⁺ w illitach wchodzących w skład pakietów ilastych (zawierających nawet do 2000 ppm jonów amonowych jest jednym z najbardziej efektywnych procesów potencjalnie wpływających na opisaną zależność (Williams et al., 1992).

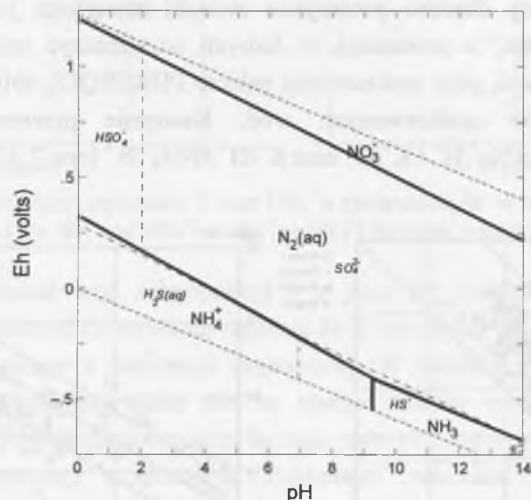
W niniejszej pracy zbadano potencjalne związki zawartości jonów amonowych w wodach KWK „Borynia” z procesami, w których uczestniczyć mógł materiał warstwy wodonośnej. W tym celu, przy zastosowaniu pakietu PHREEQC1, obliczono współczynniki aktywności składników analizowanych wód. Następnie przeanalizowano diagramy wskaźników aktywności Na⁺/H⁺ i K⁺/H⁺ oraz K⁺/H⁺ i NH₄⁺/H⁺ (rys. 7.33).



Rys. 7.33. Diagramy logarytmicznych proporcji aktywności Na⁺/H⁺ względem K⁺/H⁺ i K⁺/H⁺ względem NH₄⁺/H⁺ w wodach KWK „Borynia”. Objasnienia w tekście
Fig. 7.33. Logratio of activities diagrams of Na⁺/H⁺ vs. K⁺/H⁺ and K⁺/H⁺ vs. NH₄⁺/H⁺ – mine waters of the “Borynia” mine. Explanations in the text

Zależność aNa⁺/H⁺ i aK⁺/H⁺ pozwala oszacować reakcje pomiędzy wodą a minerałami z grupy skałeni i illitem. Niemal wszystkie punkty reprezentujące na diagramie aNa⁺/aH⁺ – aK⁺/aH⁺ wody pobrane w wyrobiskach KWK „Borynia” lokują się pomiędzy liniami równowagi dla wymiany K⁺ – Na⁺ dla albitu i ortoklazu oraz illitu. Wskazuje to, iż zawartość analizowanych jonów jest sterowana przez reakcje pomiędzy wodą a minerałami z grupy skałeni i illitem. Reprezentacja próbek na diagramie K⁺/H⁺ i NH₄⁺/H⁺ pozwala na wyróżnienie subpopulacji punktów uszeregowanych wzdłuż linii prostych o jednostkowym nachyleniu (y = x + n). Linie te odpowiadają bezpośredniej wymianie K⁺ - NH₄⁺, zachodzącej na kontakcie woda – minerały ilaste, potwierdzając tym samym znaczenie tego procesu dla dostawy jonów amonowych. Obecność NH₄⁺ w analizowanych wodach jest zatem wynikiem desorpcji z materiału warstwy wodonośnej. Przedstawiony obraz jest niemal identyczny z tym, jaki uzyskano dla wód pobranych w angielskich kopalniach hrabstwa Yorkshire (Manning, Hutcheon, 2004). Stwierdzono ponadto, iż pewna część jonów amonowych,

obecnych w wodach kopalnianych KWK „Borynia”, może być związana z procesem redukcji azotanów. W procesie tym mogłyby uczestniczyć bakterie redukujące także siarczany (Zehnder, 1988). Obliczenia przeprowadzone za pomocą oprogramowania Act2 (Bethke, 2005a) potwierdzają, iż pole stabilności NH_4^+ pokrywa się z polem dla zredukowanych form siarki (H_2S i częściowo HS^-). W warunkach pH typowych dla wód kopalnianych zmiana potencjału redox dla przejścia od $\text{N}_2(\text{aq})$ do NH_4^+ jest niemal identyczna z tą, która odpowiada redukcji SO_4^{2-} do H_2S (rys. 7.34).



Rys. 7.34. Diagram stabilności form azotu i siarki na tle potencjału redox oraz pH (temp. 25°C; P=1 atm.). Objasnienia: linia pogrubiona pola stabilności form azotu, linia przerywana – pola stabilności form siarki

Fig. 7.34. Mosaic diagram for the nitrogen–sulphur system (temp. 25°C; P=1 atm.). Explanations: stability fields of Nitrogen forms – bold line; sulphur forms – dashed line

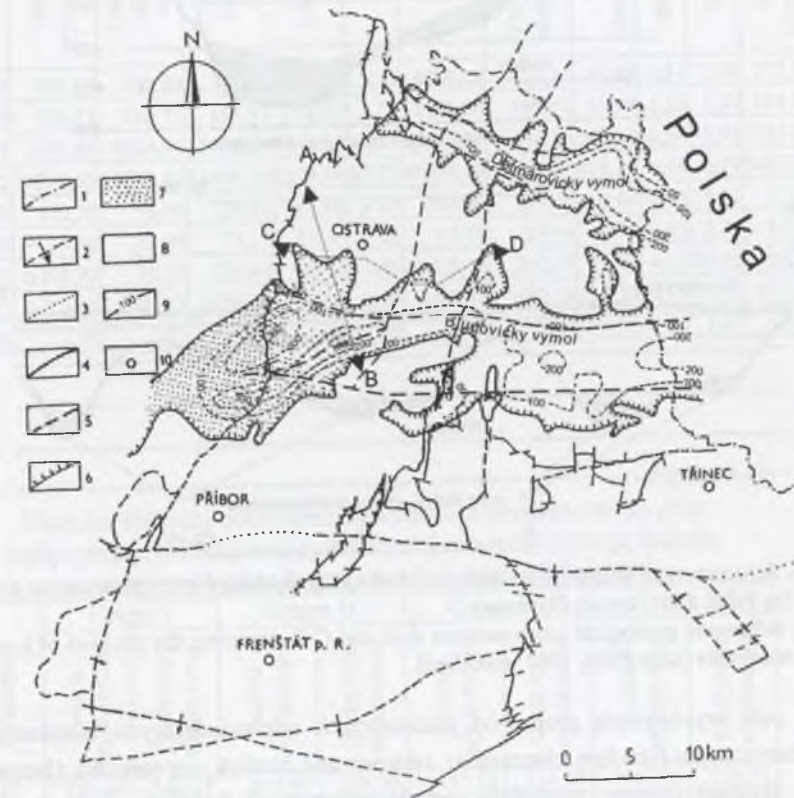
7. 2. Wody podziemne w grubodetrytycznych utworach dolnego badenu w czeskiej części GZW

Rozpatrywane utwory badenu, których sytuację geologiczną opisano szczegółowo w rozdziale 3. pt.: Budowa geologiczna, występują w obrębie dwu głównych, łączących się z sobą, depresji: detmarowickiej - na północy i bludowickiej - na południu analizowanego obszaru (rys. 7.35, 7.36).

7.2.1. Charakterystyka stref hydrochemicznych

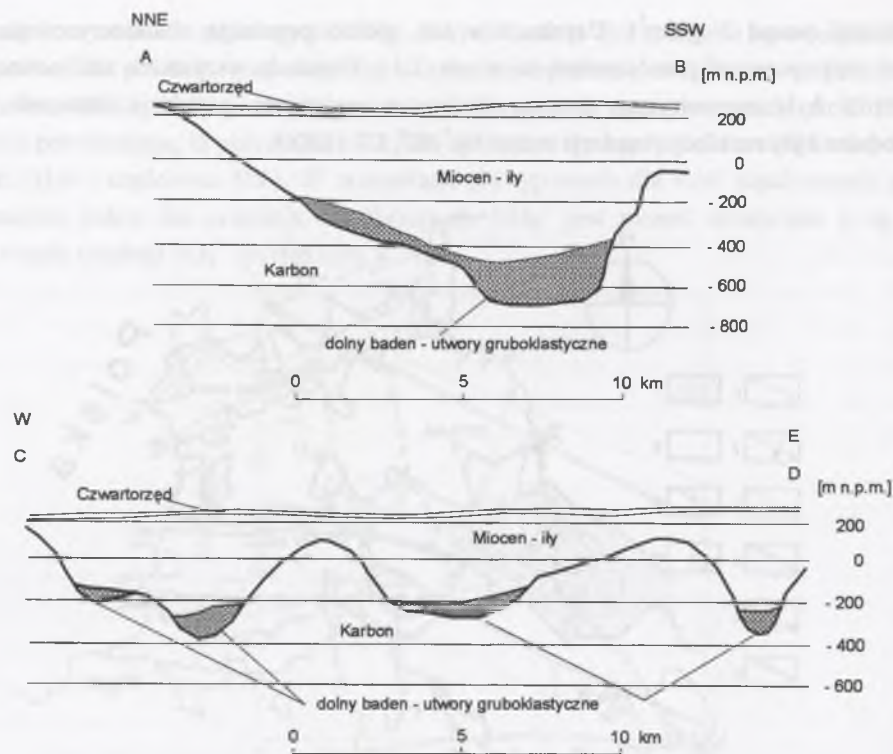
Wydzielając strefy hydrochemiczne w utworach dolnego badenu, wykorzystano istniejące wyniki analiz chemicznych wód (Labus, 2003b) oraz informacje pochodzące z bazy danych udostępnionej przez kopalnię czeskiej części GZW (Grmela et al., 2004a). Analizy wykonywane były w latach 1959-2004, przez różne laboratoria i ze zróżnicowaną dokładnością. Do obliczeń i wnioskowania zaakceptowano jedynie kompletne analizy, nieprzekraczające błędu bilansu 5% (przy mineralizacji do 2 g/dm³) lub 2% (przy

mineralizacji ponad 2 g/dm³). Uzyskana w ten sposób populacja charakteryzowała się miarami statystycznymi przedstawionymi w tab. 7.11. Rozkłady wszystkich analizowanych parametrów były asymetryczne i prawoskośne, z wyjątkiem populacji oznaczeń pH. Dwumodalne były rozkłady populacji stężeń Na^+K^+ , Cl^- i HCO_3^- .



Rys. 7.35. Mapa występowania grubodetrytycznych utworów dolnego badenu w czeskiej części GZW (wg Grmela, 1997; zmodyfikowane). Objasnienia: 1 – granica państwa; 2 – główne uskoki, 3 – uskoki przypuszczalne; 4 – granica GZW; 5 – przypuszczalna granica GZW; 6 – granice gruboklastycznych utworów dolnego badenu; wody typu: 7 – $\text{HCO}_3\text{-Na}$; 8 – Cl-Na ; 9 – izolinie miąższości gruboklastycznych utworów dolnego badenu; 10 – miejscowości; A-B, C-D – linie przekrojów przedstawionych na rys. 7.36

Fig. 7.35. Map of the Lower Badenian coarse-grained sediments within the Czech part of the USCBA (after Grmela, 1997; modified). Explanations: 1 – state border; 2 – main faults; 3 – inferred faults; 4 – border of the USCBA; 5 – inferred border of the USCBA; 6 – limits of Lower Badenian coarse-grained sediments occurrence; waters of the type: 7 – $\text{HCO}_3\text{-Na}$; 8 – Cl-Na ; 9 – isolines of the Lower Badenian coarse-grained sediments thickness; 10 – cities; A-B, C-D – cross-section lines – see Fig. 7.36



Rys. 7.36. Schematyczne przekroje geologiczne A-B i C-D ukazujące pozycję utworów dolnego badenu (za Pišta, 1961; zmodyfikowane)
 Fig. 7.36. Schematic geological cross-sections A-B and C-D depicting the position of Lower Badenian sediments (after Pišta, 1961; modified)

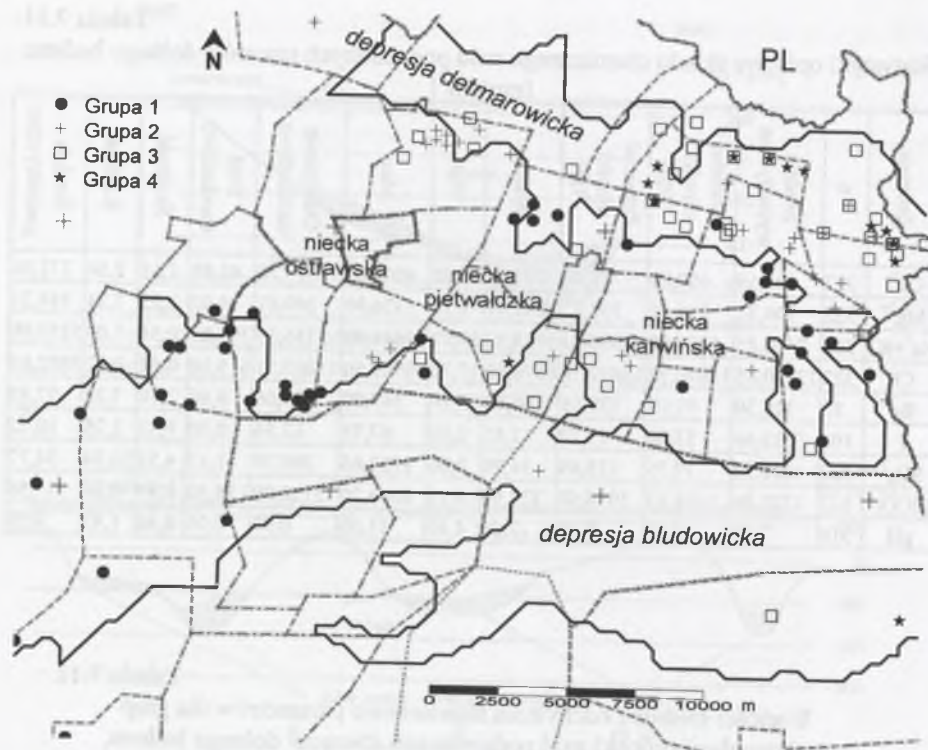
W celu wyróżnienia grup wód podziemnych odpowiadających odmiennym rejonom hydrochemicznym (strefom chemizmu) zastosowano analizę czynnikową (factor analysis) i analizę skupień (cluster analysis): metodę aglomeracji (amalgamation) i grupowania k-średnich (k-means grouping). Analizie tej poddano 191 reprezentatywnych analiz, obejmujących: Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\text{Na}^{+}+\text{K}^{+}$, Br^{-} , Cl^{-} , I^{-} , SO_4^{2-} , HCO_3^{-} oraz pH. Najbardziej przydatne do wstępnej interpretacji rezultaty otrzymano dzięki ostatniej z opisanych metod (k-means grouping). Wyróżniono 4 grupy wód (tab. 7.12). Przeprowadzone na tej podstawie wnioski pozwoliły ostatecznie na wydzielenie dwu rejonów hydrochemicznych. Rejon, w którym kształtują się wody podziemne zidentyfikowane na podstawie analizy statystycznej i zaliczane do grupy I (rys. 7.37), obejmuje utwory wodonośne, położone w zachodniej części depresji bludowickiej, sięgające po depresję radwanicką na wschodzie. Należą doń także wody występujące w otoczeniu NE skraju grzbietu ostrawsko-karwińskiego, włączając w to także depresję rychwałdzką (rychvaldska). Rejon ten oznaczono symbolem A.

Tabela 7.11
 Statystyki opisowe składu chemicznego wód podziemnych utworów dolnego badenu

Zmienna	n	Średnia arytmetyczna	Przedział ufności +95%	Przedział ufności -95%	Mediana	Min	Max	Odchylenie standardowe	Błąd standardowy	Skośność	Kurtozja	Średnia geometryczna
Ca^{2+}	322	691,15	600,89	781,40	270,54	5,20	4008,00	823,22	45,88	1,51	2,06	272,00
Mg^{2+}	322	306,31	276,75	335,87	232,61	1,17	1326,00	269,61	15,02	1,23	1,21	184,21
$\text{Na}^{+}+\text{K}^{+}$	321	7410,85	6824,90	7996,81	5713,20	19,77	19634,90	5336,10	297,83	0,54	-1,03	5233,00
Cl^{-}	322	12220,65	11010,52	13430,78	8578,90	17,72	40509,60	11037,51	615,10	0,64	-0,87	5882,03
Br^{-}	85	110,30	91,09	129,51	106,60	3,10	547,90	89,06	9,66	2,18	7,32	77,88
I^{-}	196	15,46	13,69	17,23	13,45	0,80	67,75	12,56	0,90	1,42	2,25	10,52
SO_4^{2-}	322	101,72	79,75	123,69	34,90	0,06	1723,86	200,39	11,17	4,52	26,34	34,77
HCO_3^{-}	322	1723,86	1491,13	1956,60	327,95	6,10	6643,20	2122,79	118,30	0,89	-0,86	517,56
pH	316	7,34	7,23	7,45	7,50	4,40	11,00	0,97	0,05	-0,46	1,43	7,27

Tabela 7.12
 Wartości średnie i odchylenia standardowe parametrów dla grup (subpopulacji próbek) wód podziemnych utworów dolnego badenu, wyróżnionych metodą grupowania k-średnich [mg/dm^3]

Zmienna	Grupa I		Grupa II		Grupa III		Grupa IV	
	Średnia arytmetyczna	Odchylenie standardowe	Średnia arytmetyczna	Odchylenie standardowe	Średnia arytmetyczna	Odchylenie standardowe	Średnia arytmetyczna	Odchylenie standardowe
Ca^{2+}	145,40	108,47	552,37	228,50	1447,13	314,57	2463,70	771,77
Mg^{2+}	132,08	123,19	242,91	126,47	551,72	214,24	793,64	225,79
$\text{Na}^{+}+\text{K}^{+}$	3310,80	1780,68	8251,18	1782,55	13243,88	1148,19	17236,56	1341,95
Cl^{-}	4276,85	3076,12	13999,03	3105,13	24115,47	2526,54	33247,37	3308,36
Br^{-}	30,05	12,85	88,04	22,02	113,34	47,60	202,74	114,26
I^{-}	6,02	9,60	10,98	6,62	22,12	12,86	23,22	8,33
SO_4^{2-}	69,28	89,11	39,97	51,04	36,52	39,23	41,67	22,10
HCO_3^{-}	2184,93	2150,30	240,26	205,31	129,39	80,24	82,51	35,31
pH	7,79	1,10	6,69	1,17	7,09	0,95	7,02	1,06



Rys. 7.37. Lokalizacja miejsc poboru próbek wód podziemnych zaliczonych do wyróżnionych grup hydrogeochemicznych
 Fig. 7.37. Location of sampling sites of the waters ranked among the hydrogeochemical groups

Drugi z rejonów charakteryzujący się wewnętrzną trójdzielnością (grupy II, III i IV) obejmuje pozostałe utwory wodonośne omawianego poziomu. Rejon ten oznaczono symbolem B. Podstawowe statystyki populacji analiz, reprezentujących każdy z rejonów, przedstawiono w tabeli 7.13.

Tabela 7.13
 Rejony hydrochemiczne A i B - statystyki opisowe [mg/dm³]

Rejon A										
Zmienna	n	Średnia arytmetyczna	Przedział ufności +95%	Przedział ufności -95%	Mediana	Min	Max	Odczylenie standardowe	Błąd standardowy	Średnia geometryczna
Ca ²⁺	55	145,40	116,08	174,72	143,0	7,70	593,45	108,47	93,15	166,02
Mg ²⁺	55	132,08	98,78	165,38	81,80	3,40	472,45	123,19	30,77	130,07
Na ⁺ +K ⁺	55	3310,80	2829,41	3792,18	3474,57	56,09	6627,12	1780,68	662,50	3438,97
Cl ⁻	55	4276,85	3445,26	5108,44	4301,40	70,90	8768,86	3076,12	1305,92	3107,87
Br ⁻	15	30,05	22,18	36,60	26,40	3,1	53,90	12,85	3,36	26,37
I ⁻	55	6,02	3,43	8,62	3,80	0,80	67,65	9,60	1,15	4,24
SO ₄ ²⁻	55	69,28	45,19	93,37	37,68	1,13	624,91	89,11	46,21	40,77
HCO ₃ ⁻	55	2184,93	1603,62	2766,23	893,04	12,2	6078,00	2150,30	357,01	1386,48
pH	55	7,79	7,49	8,09	7,90	5,00	11,00	1,10	0,15	7,65

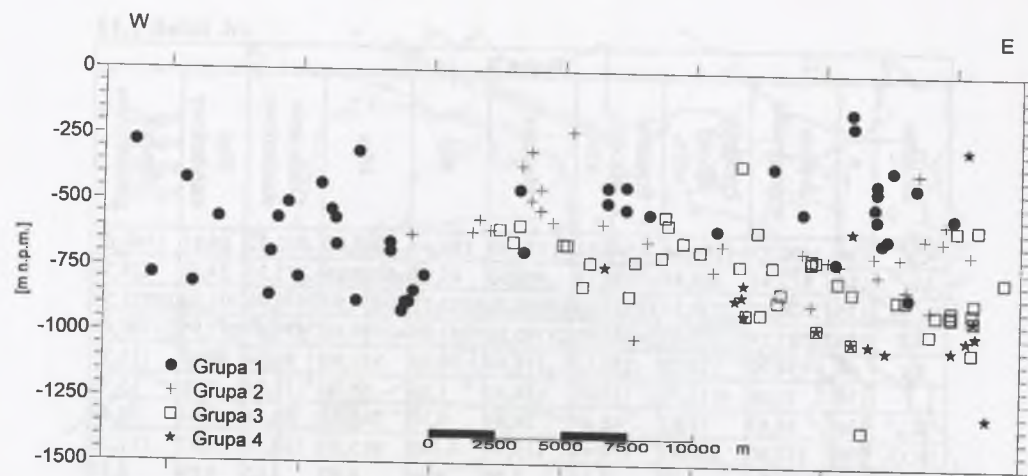
Rejon B										
Zmienna	n	Średnia arytmetyczna	Przedział ufności +95%	Przedział ufności -95%	Mediana	Min	Max	Odczylenie standardowe	Błąd standardowy	Średnia geometryczna
Ca ²⁺	136	1400,73	1264,64	1563,83	1372,70	180,40	4008,00	802,52	68,81	1160,01
Mg ²⁺	136	512,48	465,45	559,51	495,50	65,77	1326,00	277,33	23,78	429,34
Na ⁺ +K ⁺	136	12626,82	12030,54	13223,09	13088,76	5253,11	19634,90	3516,06	301,50	12075,53
Cl ⁻	136	23087,29	21825,63	24348,95	23780,50	9287,89	40509,60	7439,67	637,95	21766,65
Br ⁻	66	134,92	113,72	156,12	118,40	20,40	547,90	86,24	10,61	115,95
I ⁻	136	19,08	113,72	21,05	16,30	1,26	64,70	11,64	0,99	15,76
SO ₄ ²⁻	136	38,63	31,83	45,44	25,89	0,10	248,34	40,14	3,44	24,42
HCO ₃ ⁻	136	152,00	128,51	175,49	115,90	6,100	915,00	138,50	11,87	111,20
pH	136	6,96	6,78	7,14	7,20	4,40	8,90	1,05	0,09	6,87

Zróznicowanie składu chemicznego, określające przynależność do wyróżnionych rejonów, nie jest związane z głębokością występowania zbadanych wód (rys. 7.38). Wschodnią część rejonu A (wschodnia część depresji bludowickiej) charakteryzują wody, głównie typu HCO₃-Na, rzadziej przechodzące ku: HCO₃-Cl-Na, HCO₃-Cl-Na-Mg, a sporadycznie SO₄-HCO₃-Ca-Na. Na pozostałym jego terenie obserwowane są wody typu Cl-Na. Rejon B reprezentują wyłącznie wody typu Cl-Na (rys. 7.39). Wody podziemne wyodrębnionych rejonów charakteryzują wyraźne różnice wartości wskaźnika hydrochemicznego $r \frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$ (rys. 7.40). Rejon A obejmuje wody o wartości tego

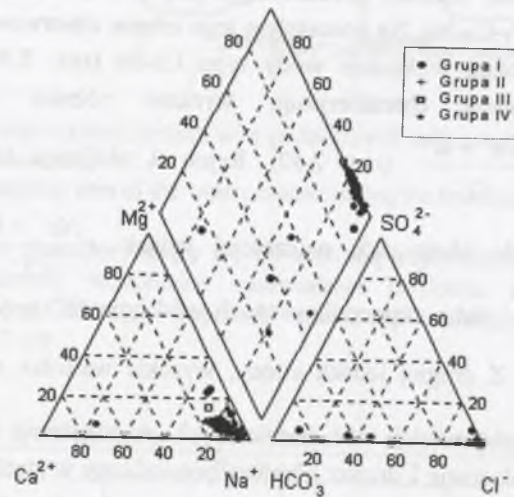
wskaźnika od 0,87 do około 5,5, najczęściej jednak $r \frac{Na^+ + K^+}{Cl^-} > 1$. Wynika to z występowania średnio i słabo zmineralizowanych wód typu HCO₃-Na w zachodniej części depresji bludowickiej. Z drugiej jednak strony, wysokie wartości $r \frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$ są efektem

zaburzenia pionowej strefowości wód podziemnych, w rezultacie udrożnienia górotworu przez intensywną eksploatację i drenaż górniczy prowadzony w strefach, do których należą depresje: bedrzyska (*bedřišska*) i świniowska (*svinovska*) oraz stonawska (*stonavska*) i rychwałdzka (*rychvaldska*). Zjawisko to może być także wynikiem zasilania poziomu wodonośnego dolnego badenu w obszarze północnej części grzbietu ostrawsko-karwińskiego (Hufova, 1971). Przeciwna jest sytuacja w rejonie B, gdzie wartości wskaźnika nie przekraczają jedności $r \frac{Na^+ + K^+}{Cl^-} < 1$ i świadczą o występowaniu wód stagnacyjnych.

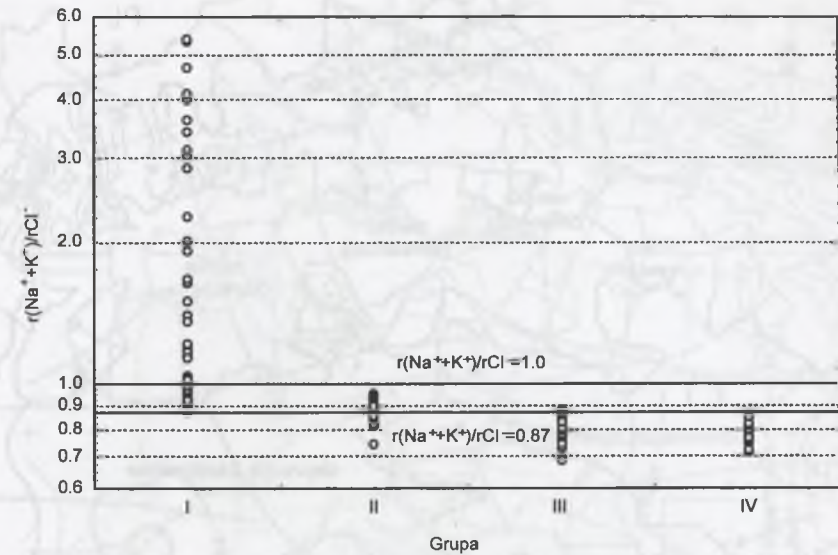
Wyraźna zmiana typu wód podziemnych w analizowanych utworach następuje zatem w strefie przewężenia depresji bludowickiej. Ku zachodowi, w kierunku Bramy Morawskiej, występują średnio i słabo zmineralizowane wody typu HCO₃-Na, na wschodzie natomiast wody typu Cl-Na, o mineralizacji wzrastającej ku osiowym partiom depresji.



Rys. 7.38. Głębokość występowania wód podziemnych odpowiadających grupom hydrochemicznym
Fig. 7.38. Depth of the occurrence of groundwaters representing the hydrochemical groups



Rys. 7.39. Diagram Pipera przedstawiający chemizm badanych wód podziemnych utworów dolnego badenu czeskiej części GZW
Fig. 7.39. Piper diagram presenting chemistry of examined waters of the Lower Badenian sediments within the Czech part of the USCB



Rys. 7.40. Wartości wskaźnika hydrochemicznego $r \frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$ dla wyodrębnionych grup wód podziemnych dolnego badenu czeskiej części GZW

Fig. 7.40. Values of $r \frac{Na^+ + K^+}{Cl^-}$ ratio for groups distinguished within groundwater samples from the Lower Badenian sediments within the Czech part of the USCB

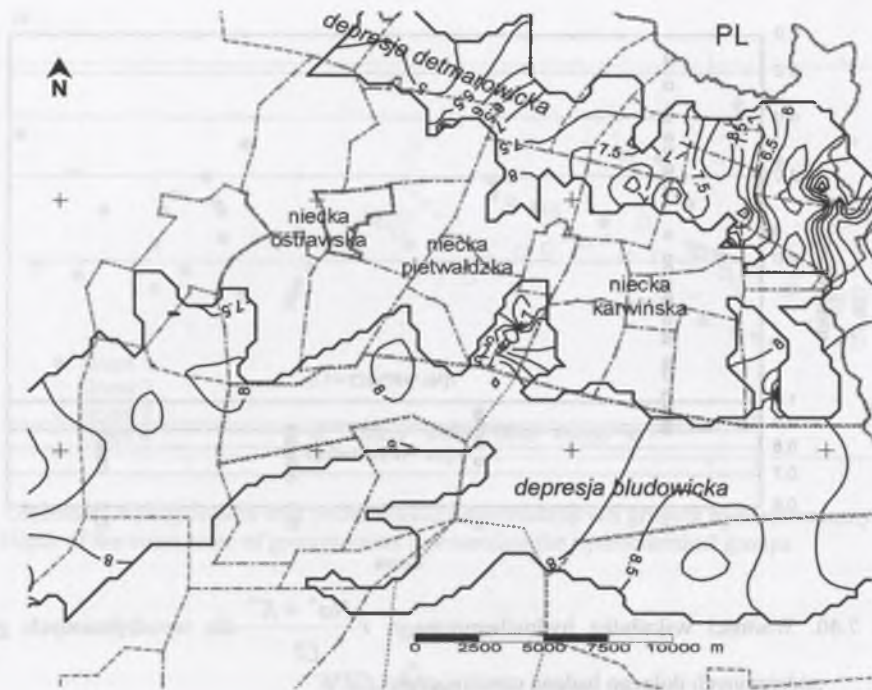
7.2.2. Przestrzenne zróżnicowanie chemizmu wód

Parametry oznaczone

Zróżnicowanie wartości wybranych parametrów chemizmu wód podziemnych dolnego badenu czeskiej części GZW przedstawiono na mapach (rys. 7.41-7.47) i uzupełniono komentarzem (oznaczenia liczbowe są zgodne z przedstawionymi na rys. 4.2). Izolinie stężeń analizowanych jonów wyinterpolowano metodą krigingu na podstawie zgromadzonych w tym celu danych otworowych.

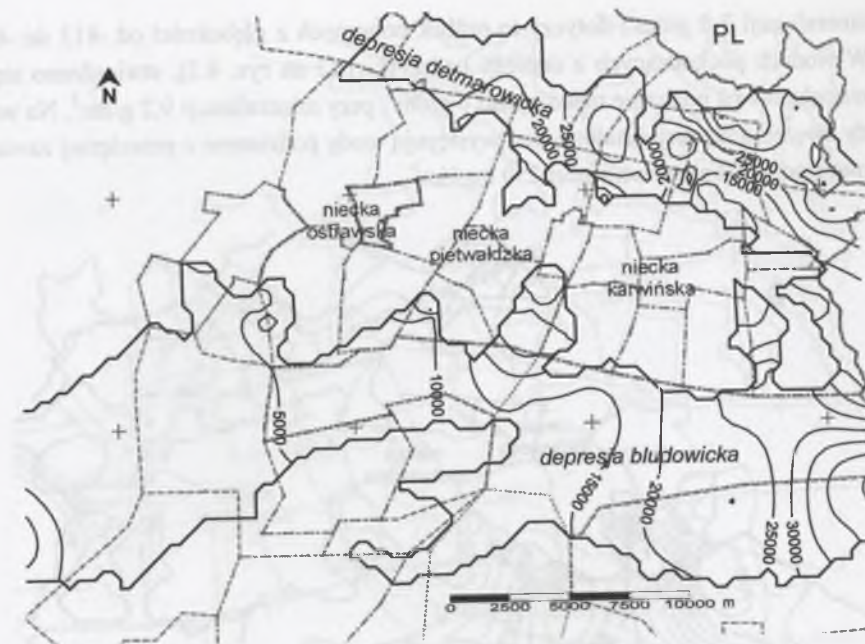
Odczyn analizowanych wód wynosił najczęściej od około 6,5 do 8,7 pH. Stężenia jonów wodorowych w depresji bludowickiej wynosiły przeciętnie od 6,5 do 8,5; w zachodniej jej części nie zanotowano odczynu niższego od 7 pH. Mimo braku wyraźnych prawidłowości w depresji detmarowickiej odczyn był silniej zróżnicowany - pH najczęściej od 5,5 do 8,5.

Stężenia chlorków (rys. 7.42 i tab. 7.14) oraz Na^{2+} i K^+ (tab. 7.14) w analizowanych wodach podziemnych są ze sobą silnie skorelowane dodatnio, podobny jest zatem ich przestrzenny rozkład. Jego prawidłowości omówiono na przykładzie zróżnicowania zawartości jonu chlorkowego.



Rys. 7.41. Mapa zróżnicowania odczynu wód podziemnych utworów dolnego badenu
Fig. 7.41. Map of pH values of groundwaters of the lower Badenian sediments

Wzrost stężeń jonów chlorkowych w wodach depresji bludowickiej obserwowany jest generalnie w kierunku wschodnim, natomiast w depresji detmarowickiej ku północy (ku granicy z Polską). W obrębie depresji drugiego rzędu zauważalne jest obniżanie się stężeń w kierunku grzbietu ostrawsko-karwińskiego. Charakterystyczne są dwa modele zróżnicowania stężeń chlorków wewnątrz tych depresji. Pierwszy charakteryzuje się wzrostem koncentracji w kierunku połączenia z depresją główną (pierwszego rzędu). Na przykład, w wodach depresji stonawskiej (5 - oznaczenie jak na rys. 4.2) - zawartości chlorków są najniższe w N części depresji - od 7,2 do 9,3 g/dm³ (przy mineralizacji 12,5 - 15,6 g/dm³). Wzrost stężeń następuje w kierunku S - ku połączeniu z depresją bludowicką, gdzie przekraczają one 25 g/dm³. Drugi model opisywany jest przez maksymalne zawartości analizowanego jonu w wodach centralnej części struktury drugiego rzędu. Jedynym jego przykładem jest depresja pietwałdzka (4 na rys. 4.2). Koncentracje chlorków w jej części centralnej wahają się od 25 do 28 g/dm³ (przy mineralizacji ogólnej od 40 do 45,3 g/dm³) i spadają wyraźnie do wartości poniżej 20 g/dm³ w kierunku na N od centrum depresji (w kierunku wyklinowywania się utworów dolnego badenu) oraz ku S (w stronę osi depresji bludowickiej).



Rys. 7.42. Mapa stężeń Cl⁻ w wodach podziemnych utworów dolnego badenu [mg/dm³]
Fig. 7.42. Map of Cl⁻ concentrations in groundwaters of the lower Badenian sediments [mg/dm³]

Tabela 7.14

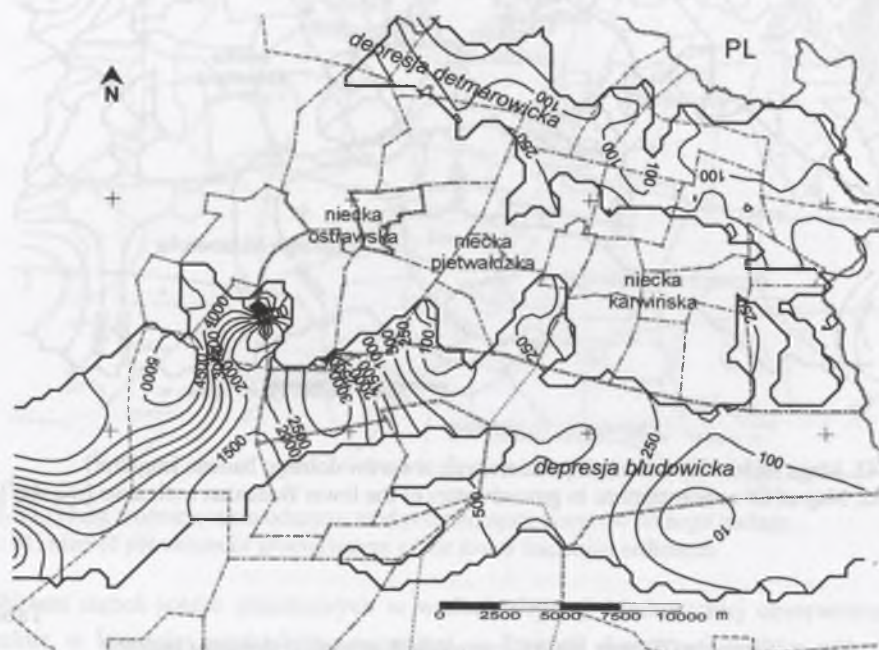
Stężenia Cl⁻ oraz Na⁺+K⁺ w wodach utworów dolnego badenu

Depresja	Nr na rys. 4.2	Lokalizacja - otwór	Głębokość		Mineralizacja [g/dm ³]	Cl ⁻ [g/dm ³]	Na ⁺ +K ⁺ [g/dm ³]
			[m p.p.t.]	[m p.p.m.]			
Radwanicka	3	NP 620, 604	-590÷-453	-346÷-211	15,6÷32,9	8,8÷20,0	5,4÷10,9
Petřvadska	4	NP 601, 622	-723÷-855	-439÷-587	40,0÷45,3	25,0÷28,0	12,8÷14,6
Stonavska	5	NP 635+VZ 276 (1.Maj)	-507÷-644	-257÷-386	12,5÷15,6	7,2÷9,3	4,9÷5,8
Darkovska	6	NP 683	-546	-310	14,4	8,7	5,3
Orlovska	8	OG Doubrava	-601	-350	14,7	8,4	5,3
Rychvaldska	9	NP 660, 676	-543÷-500	-322÷-282	3,6÷12,9	1,5÷7,8	1,5÷5,7
Zavadska	15	NP 721, 722, 723A	-1055÷-832	-815÷-613	34,3÷65,4	20,8÷40,5	12,0÷19,6
Darkov	DR	NP 703,738,741	-1055÷-832	-794÷-646	42,7÷53,4	26,0÷32,7	12,0÷19,6
Detmarovicka	CC	NP 712, 755	-852÷-865	-603÷-615	50,6÷52,5	31,3÷32,4	16,3÷16,4
grzbiet O-K	GOK	NP 373, 474	-146÷-418	+76÷-193	10,9÷14,1	6,2÷8,3	4,1÷5,3

Objaśnienia do tabeli: CC - Centralna część depresji detmarowickiej; GOK - NE skraj grzbietu ostrawsko-karwińskiego (Kopalnia ČSA); NP - otwory z powierzchni; OG - obszar górnicy

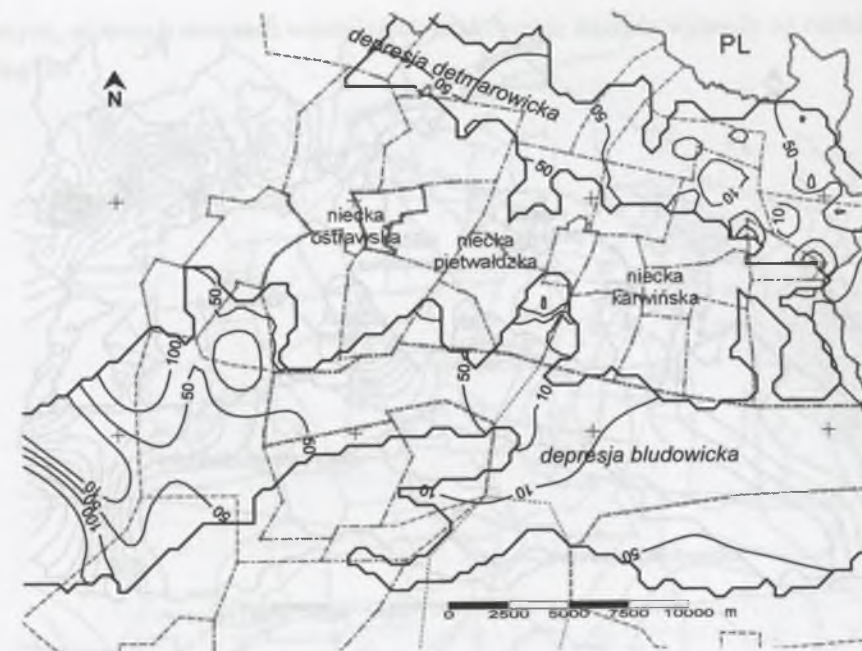
Stężenia wodorowęglanów (rys. 7.43) różnicują środowisko wód podziemnych dolnego badenu na dwa rejony oddzielone strefą przewężenia depresji bludowickiej (w obszarze położonym na SW od depresji radwanickiej) lub umownie izolacją stężeń HCO₃⁻ wynoszących 500 mg/dm³. W rejonie na zachód od tej strefy (w strefie depresji Bramy Morawskiej) koncentracje wodorowęglanów mieszczą się w przedziale od 3 do 5,1 g/dm³,

przy mineralizacji 7-8 g/dm³; dotyczy to próbek pobranych z głębokości od -813 do -695 m p.p.t. W wodach pochodzących z depresji bedrzyskiej (2 na rys. 4.2), stwierdzano stężenia wodorowęglanów na poziomie nieco ponad 6 g/dm³, przy mineralizacji 9,2 g/dm³. Na wschód od strefy zwężenia depresji bludowickiej występują wody podziemne o przeciętnej zawartości wodorowęglanów nieprzekraczającej 250 mg/dm³.



Rys. 7.43. Mapa stężeń HCO₃⁻ w wodach podziemnych utworów dolnego badenu [mg/dm³]
Fig. 7.43. Map of HCO₃⁻ concentrations in groundwaters of the lower Badenian sediments [mg/dm³]

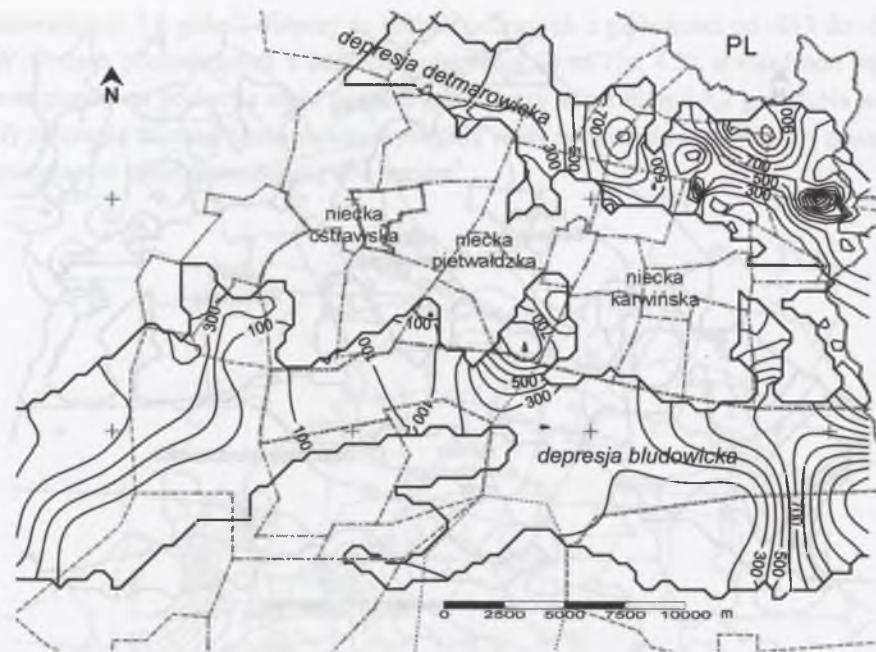
Najwyższe stężenia siarczanów (rys. 7.44), ponad 200 mg/dm³, obserwuje się w zachodniej części depresji bludowickiej; ku E zawartość ich spada do wartości poniżej 10 mg/dm³ (na E od depresji pietwaldzkiej), aby następnie wzrosnąć do około 50 mg/dm³ w skrajnie wschodniej części struktury. W depresji detmarowickiej zakres stężeń siarczanów wynosi od około 10 do 50 mg/dm³, przy czym w osi tej struktury obserwowane są niższe wartości niż w jej N i S obrzeżeniu.



Rys. 7.44. Mapa stężeń SO₄²⁻ w wodach podziemnych utworów dolnego badenu [mg/dm³]
Fig. 7.44. Map of SO₄²⁻ concentrations in groundwaters of the lower Badenian sediments [mg/dm³]

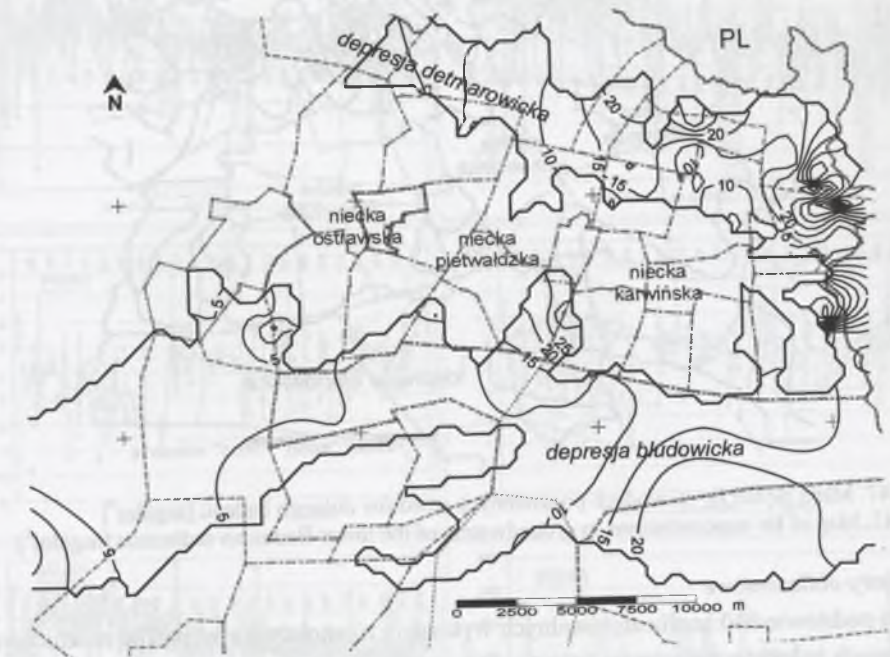
Rozprzestrzenienie Ca²⁺ i Mg²⁺ jest w analizowanych wodach bardzo zbliżone, zilustrowano je mapą stężeń Mg²⁺ – rys. 7.45. Wybrane wartości przedstawiono w tab. 7.15. Stężenia Ca²⁺ (oraz Mg²⁺) wzrastają od wartości poniżej 100 mg Ca²⁺/dm³ (100 mg Mg²⁺/dm³) w SW części depresji bludowickiej do ponad 3,5 g Ca²⁺/dm³ (1,1 g Mg²⁺/dm³) w jej części E. Wzrost stężeń zauważalny jest w strefie pomiędzy depresjami radwanicką a pietwaldzką. Na terenie depresji detmarowickiej przeciętne stężenia są podobne i wahają się w zakresie od ponad 100 mg Ca²⁺/dm³ (100 mg Mg²⁺/dm³) w części południowej do ponad 3-3,5 g Ca²⁺/dm³ (1,0-1,1 g Mg²⁺/dm³) w części centralnej i północnej. W rejonie Darkowa stężenia Mg sięgają maksymalnie ponad 1,3 g/dm³.

Zmienność stężeń jonów wapniowych i magnezowych w południkowych depresjach drugiego rzędu daje się opisać za pomocą podobnych modeli jak w przypadku zróżnicowania stężeń chlorków. Pierwszy charakteryzuje się wzrostem koncentracji w kierunku połączenia z depresją główną (pierwszego rzędu). W wodach depresji stonawskiej (nr 5 na rys. 4.2) wzrost stężeń od wartości poniżej 100 mg/dm³ (dla Ca²⁺ i Mg²⁺) w części północnej struktury obserwowany jest w kierunku połączenia z depresją bludowicką. W depresji pietwaldzkiej (nr 4 na rys. 4.2) stężenia spadają do wartości poniżej 1000 mg/dm³ i 500 mg/dm³ (odpowiednio Ca²⁺ i Mg²⁺) w kierunku na N od centrum depresji oraz ku S (w stronę osi depresji bludowickiej).



Rys. 7.45. Mapa stężeń Mg^{2+} w wodach podziemnych utworów dolnego badenu [mg/dm^3]
 Fig. 7.45. Map of magnesium concentrations in groundwaters of the lower Badenian sediments [mg/dm^3]

W innych, płytszych otworach wiertniczych analizowane stężenia wynosiły od około 150 do 300 mg/dm^3 .



Rys. 7.46. Mapa stężeń I^- w wodach podziemnych utworów dolnego badenu [mg/dm^3]
 Fig. 7.46. Map of Iodine concentrations in groundwaters of the lower Badenian sediments [mg/dm^3]

Tabela 7.15

Stężenia wapnia i magnezu w wodach utworów dolnego badenu

Depresja	Oznaczenie na rys. 4.2	Lokalizacja - otwór	Głębokość		Ca^{2+} [g/dm^3]	Mg^{2+} [g/dm^3]
			[m p.p.t.]	[m p.p.m.]		
Petrvaldska	4	NP 601	-855	-587	1,6÷1,68	0,84÷0,89
Stonavska	5	VZ 276, NP 499, 635	-850÷-507	-577÷-257	< 1	< 0,5
Zavadzka	15	NP 721	-1055÷-1022	-815÷-803	3,6÷4,0	1,1÷1,2
		NP 738	-832	-613	1,34	0,164
Darkov	DR	NP 381	-920	-259	1,71	1,32
Dětmarovicka		NP 712	-865	-615	2,8	0,82

Stężenia I^- w analizowanych wodach zobrazowano na rys. 7.46 i przedstawiono w tab. 7.16. Mapę stężeń Br^- stanowi rys. 7.47. W depresji bludowickiej stężenia I^- (oraz Br^-) rosną od wartości poniżej 5 $mg I^-/dm^3$ (25 $mg Br^-/dm^3$) w części SW do ponad 20 $mg I^-/dm^3$ (150 $mg Br^-/dm^3$) w części SE. W depresji detmarowickiej stężenia obu substancji są wyższe i wynoszą w części graniczącej z grzbietem ostrawsko-karwińskim 5-10 $mg I^-/dm^3$ (50-100 $mg Br^-/dm^3$), natomiast w części centralnej i północnej sięgają ponad 30 $mg I^-/dm^3$ (550 $mg Br^-/dm^3$). Dla depresji darkowskiej (6 na rys. 4.2) i rejonu Darkowa (DR na rys. 4.2) charakterystyczne są ekstremalnie wysokie stężenia I^- wynoszące ponad 60 mg/dm^3 . Maksymalne koncentracje Br^- stwierdzano w depresjach lutyńskiej (*lutyńska*) (548 mg/dm^3) i zavadzkiej (*zavadzka*) (388 mg/dm^3) – odpowiednio na głębokościach -923 i -1032 m p.p.t.

Tabela 7.16

Stężenia I^- w wodach utworów dolnego badenu

Depresja	Oznaczenie na rys. 4.2	Lokalizacja - otwór	Głębokość		Mineralizacja [g/dm^3]	I^- [mg/dm^3]
			[m p.p.t.]	[m p.p.m.]		
Radvanicka	3	NP 484	-521	-292	15,6÷32,9	16,4
Petrvaldska	4	NP 605	-551	-275	35,9	35,4
Darkovska	6	NP 683	-546	-310	14,4	67,75
Lutyńska	14	NP 715	-923	-674	54,7	17,9
Zavadzka	15	NP 720	-972	-759	34,3÷50,5	16,0÷34,3
		NP 722	-1032	804	56,4	18,9
Darkov	DR	NP 740	-587	-312	40,7÷42,6	42,0÷64,7
		NP 747	-592	-336	38,2÷40,1	41,4÷42,0



Rys. 7.47. Mapa stężeń Br⁻ w wodach podziemnych utworów dolnego badenu [mg/dm³]
Fig. 7.47. Map of Br⁻ concentrations in groundwaters of the lower Badenian sediments [mg/dm³]

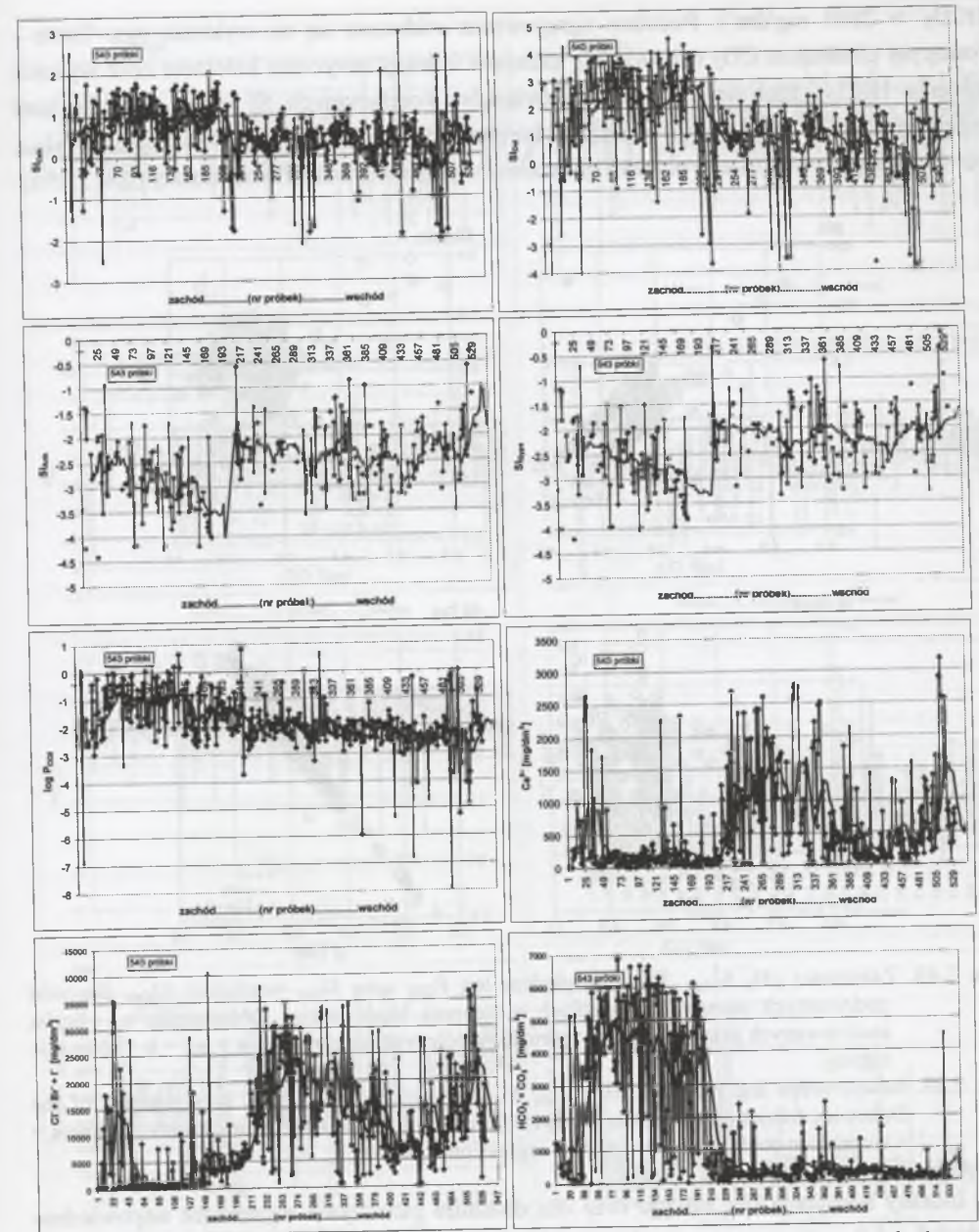
Parametry obliczeniowe

Na podstawie 930 analiz archiwalnych wykonano równoleżnikowe profile zróżnicowania obliczonych indeksów nasycenia: kalcytu, dolomitu, gipsu, anhydrytu oraz stężeń wybranych składników wód podziemnych warstw dębowieckich w obydwu głównych depresjach.

Indeksy nasycenia (SI) dla kalcytu oraz dla dolomitu wynoszące odpowiednio około 0,75 i 2,0 są wyższe w zachodniej części depresji bludowickiej (rys. 7.48). W części wschodniej wahają się one na poziomie bliskim 0,25 – kalcyt oraz 0,8 - dolomit. Nieznaczna ilość analizowanych próbek charakteryzuje się wartościami ujemnymi. Od zachodu ku centralnej części struktury zaznacza się stały spadek wartości SI gipsu i anhydrytu, dalej występuje nagły wzrost i wahania wartości nieprzekraczających jednak progu SI=0.

Ciśnienia parcjalne CO₂, wyższe w części zachodniej depresji (logP_{CO2} ~ -1), maleją ku wschodowi (logP_{CO2} ~ -2,5).

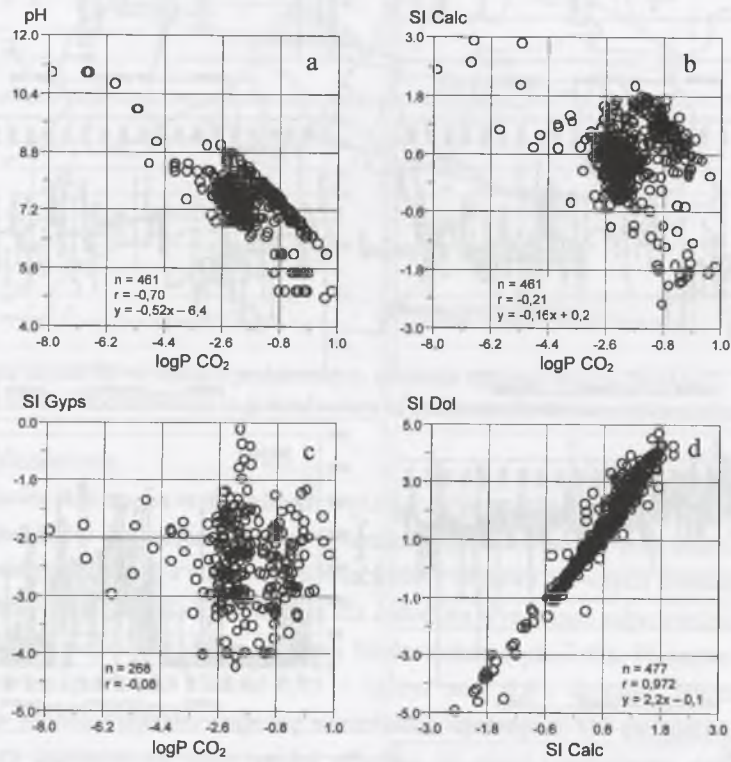
Suma stężeń jonów Cl⁻, Br⁻ oraz I⁻, a także stężenia Ca²⁺ są najwyższe w centrum oraz w skrajnie wschodniej części depresji. Przeciwny obraz przedstawiają stężenia węglanów i wodorowęglanów, strefa występowania ich najwyższych stężeń pokrywa się z występowaniem wysokich SI dolomitu i kalcytu oraz relatywnie niskich indeksów nasycenia anhydrytu i gipsu.



Rys. 7.48. Indeksy nasycenia: SI_{Calc} – kalcytu, SI_{Dol} – dolomitu, SI_{Gyps} – gipsu, SI_{Anh} – anhydrytu oraz stężenia wybranych substancji w wodach podziemnych warstw dębowieckich w depresji bludowickiej
Fig. 7.48. Saturation indices: SI_{Calc} – calcite, SI_{Dol} – dolomite, SI_{Gyps} – gypsum, SI_{Anh} – anhydrite, and selected constituents concentrations in groundwaters from the Dębowiec formation within the Bludovicka depression

Liniowa zależność między pH i ciśnieniem parcjальnym CO₂ (rys. 7.49a) ujawnia istnienie dwu ugrupowań punktów; zbiór punktów odpowiadający wysokim P_{CO2} przy równocześnie wyższym odczynie wód reprezentuje wody podziemne zachodniej części depresji (stężenia

$\text{HCO}_3^- > 2800 \text{ mg/dm}^3$). Podobne ugrupowania widoczne są na wykresie rys. 7.49b - rosnącym ciśnieniu CO_2 odpowiadają malejące indeksy nasycenia kalcytem oraz wysokie stężenia HCO_3^- . Brak jest wyraźnych związków korelacyjnych SI gipsu z ciśnieniami parcjalnymi CO_2 (rys. 7.49c); silna zaś korelacja występuje pomiędzy SI_{Calc} oraz SI_{Dol} , potwierdzając występowanie obydwu minerałów w skałach warstwy wodonośnej (rys. 7.49d).

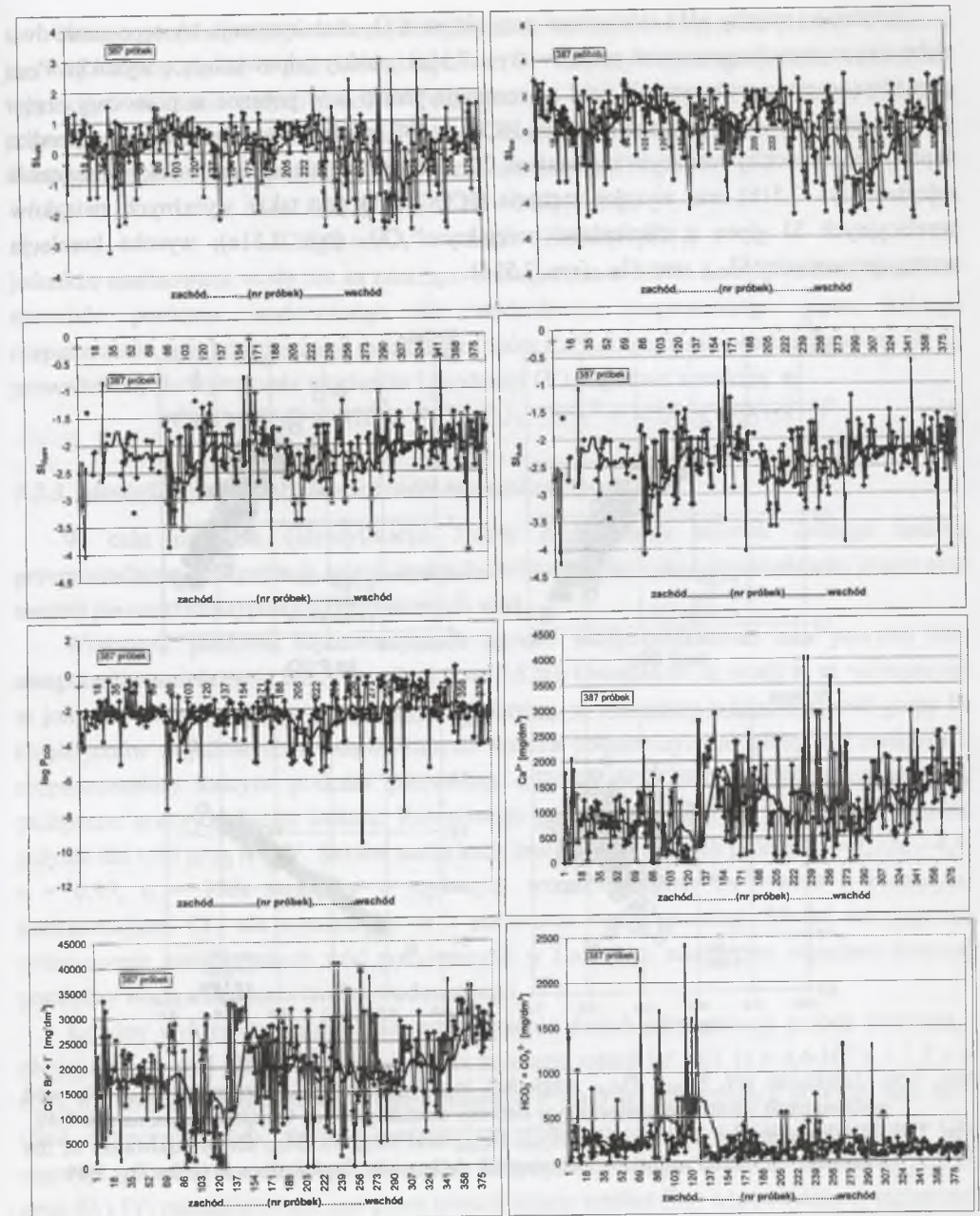


Rys. 7.49. Zależności pH, SI_{Calc} , SI_{Gyps} względem $\log P_{\text{CO}_2}$ oraz SI_{Dol} względem SI_{Calc} dla wód podziemnych warstw dębowieckich w depresji bludowickiej. Objasnienia: n – liczba analizowanych przypadków, r – wartość współczynnika korelacji, $y = ax + b$ – równanie regresji

Fig. 7.49. Relationships $\log P_{\text{CO}_2}$ vs. pH, SI_{Calc} , SI_{Gyps} , and SI_{Dol} for groundwaters of the Dębowiec formation within the Bludowice depression. Explanations: n – number of cases, r – correlation coefficient, $y = ax + b$ – regression equation

Indeksy nasycenia dla kalcytu oraz dla dolomitu przeciętnie wynoszące odpowiednio około 0,5 i 1,0 są wyższe w zachodniej części depresji detmarowickiej (rys. 7.50). W części wschodniej wahają się one na poziomie bliskim -0,75 dla kalcytu oraz -1,8 dla dolomitu. Średnie wartości SI dla gipsu są zbliżone do -2,2; anhydrytu -2,5. Ciśnienia parcjalne CO_2 ($\log P_{\text{CO}_2} \sim 2$) są silnie zróżnicowane we wschodniej części depresji.

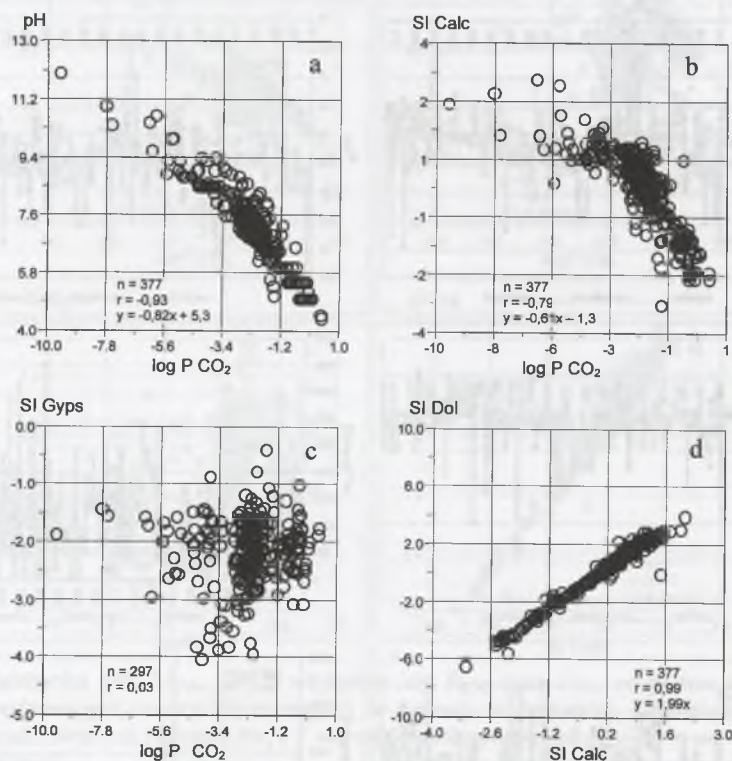
Suma stężeń jonów Cl^- , Br^- oraz I^- , a także stężenia Ca^{2+} (rys. 7.50) są najwyższe w centrum oraz w skrajnie wschodniej części depresji detmarowickiej, przeciwnie niż stężenia węglanów i wodorowęglanów (obserwowane są zależności analogiczne do depresji bludowickiej).



Rys. 7.50. Indeksy nasycenia: SI_{Calc} – kalcytu, SI_{Dol} – dolomitu, SI_{Gyps} – gipsu, SI_{Anth} – anhydrytu oraz stężenia wybranych substancji w wodach podziemnych warstw dębowieckich w depresji detmarowickiej

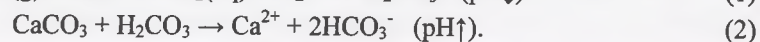
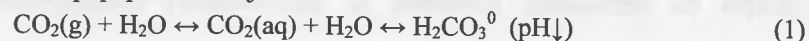
Fig. 7.50. Saturation indices: SI_{Calc} – calcite, SI_{Dol} – dolomite, SI_{Gyps} – gypsum, SI_{Anth} – anhydrite, and selected constituents concentrations in groundwaters from the Dębowiec formation within the Detmarovice depression

Zależności między pH i ciśnieniami parcjalnymi CO₂ charakteryzuje występowanie dwu słabo zarysowanych ugrupowań punktów (rys. 7.51a); punkty odpowiadające wysokim P_{CO2} przy równocześnie wyższym pH wód reprezentują próbki wód pobrane w północnej części grzbietu ostrawsko-karwińskiego (stężenia HCO₃⁻ > 600 mg/dm³). Podobnie jak w przypadku depresji bludowickiej rosnącym ciśnieniom CO₂ odpowiadają malejące indeksy nasycenia kalcytem (rys. 7.51b) oraz wysokie stężenia HCO₃⁻. Brak jest także wyraźnych związków korelacyjnych SI gipsu z ciśnieniami parcjalnymi CO₂ (rys. 7.51c); wysoka korelacja występuje pomiędzy SI_{Calc} oraz SI_{Dol} (rys. 7.51d).

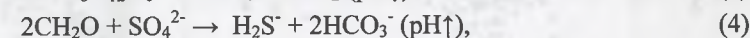


Rys. 7.51. Zależności pH, SI_{Calc}, SI_{Gyps} względem log P_{CO2} oraz SI_{Dol} względem SI_{Calc} dla wód podziemnych warstw dębowieckich w depresji detmarowickiej. Objasnienia jak na rys. 7.49
Fig. 7.51. Relationships log P_{CO2} vs. pH, SI_{Calc}, SI_{Gyps}, and SI_{Dol} vs. SI_{Calc} for groundwaters of the Dębowiec formation within the Detmarovice depression. Explanations as in the Fig. 7.49

Utwory grubodetrytyczne dolnego badenu oprócz minerałów ilastych (kaolinitu, illitu, montmorillonitu) zawierają w spoiwie także minerały węglanowe (kalcyt, dolomit) (Hufova, 1971; Květ, 1980; Pišta, 1961; Solik-Heliasz, 1986). Dopływ CO₂ z głębszego podłoża, zjawisko uznawane przez autorów czeskich (m.in. Květ, 1970) za jeden z możliwych czynników wzbogacenia analizowanych wód podziemnych w wodorowęglany, mógłby zatem formować ich chemizm, np. poprzez reakcje:



Ostateczny skład wód podziemnych byłby także modyfikowany przez procesy wymiany jonowej między wodą a minerałami spoiwa. W rozpatrywanym przypadku należałoby wykluczyć znaczenie innych procesów wzbogacania wód w CO₂. W warunkach rozkładu pogrzebanej materii organicznej oraz redukcji siarczanów może, co prawda, dochodzić do dalszego wzrostu ciśnień parcjalnych CO₂ oraz obniżania pH:



jednakże analizowane wody nie są znacząco wzbogacone w metan i siarkowódor. Ponadto w materiale poziomu wodonośnego nie stwierdzono rozproszonego gipsu, którego rozpuszczanie, a w konsekwencji uwalnianie jonów Ca²⁺ do poziomu przekraczającego SI_{Calc}, prowadziłyby do wytrącania węglanów i produkcji CO₂, zgodnie z reakcją:



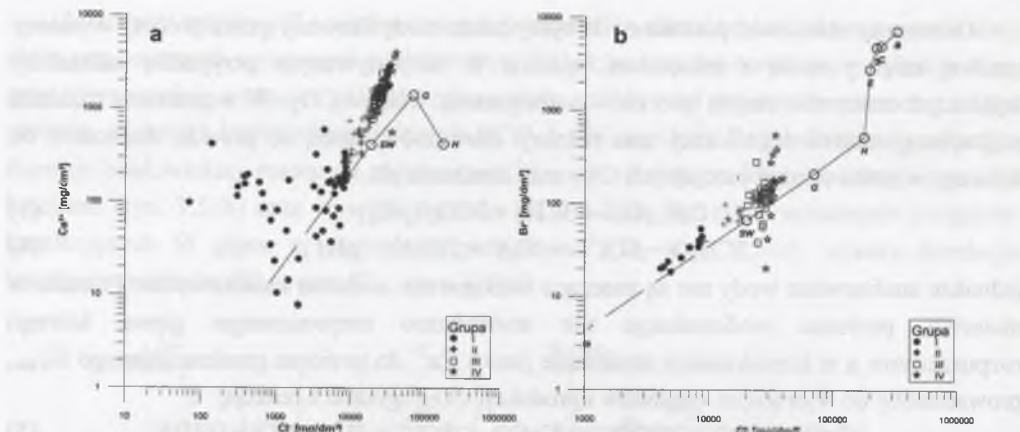
7.2.3. Identyfikacja potencjalnych źródeł mineralizacji wód

W celu ustalenia (identyfikacji) źródeł mineralizacji solanek dolnego badenu przeprowadzono interpretację relacji hydrochemicznych pomiędzy zawartościami jonów oraz innymi parametrami typowymi dla badanych wód.

Większość punktów reprezentujących badane wody podziemne leży powyżej linii ewaporacji-rozcieńczania wody morskiej (rys. 7.52a). Oznacza to, iż wody te są wzbogacone w jony Ca²⁺ w stosunku do wody morskiej (dotyczy to zwłaszcza większości wód grupy I). Część jonów wapniowych w analizowanych wodach podziemnych mogłaby być związana z rozpuszczaniem kalcytu podczas pierwotnej migracji wód przez zawierające węglany pelityczne utwory dolnego badenu. Równowaga pomiędzy jonami Cl⁻ i Ca²⁺ jest wyraźna jedynie dla wód grup II - IV. Strome nachylenie linii regresji dla tych próbek ($y = 1,72x - 4,4$, $r = 0,93$, $n = 136$) świadczy o szybszym wzroście stężeń Ca²⁺ wraz z rosnącymi koncentracjami Cl⁻, niż wynikałoby to z parowania wody morskiej. Model ten sugeruje wzbogacenie analizowanych wód podziemnych w Ca²⁺ jako następstwo wymiany jonowej pomiędzy wodą a skałami ośrodka wodonośnego.

Kolejny wykres (rys. 7.52b) dowodzi istnienia dwóch subpopulacji próbek. Pierwszą - obejmującą grupy I i II charakteryzuje dobra korelacja stężeń Br⁻ i Cl⁻ ($y = 4,6 \cdot 10^{-3}x + 1,7$, $r = 0,94$, $n = 27$). Położenie punktów reprezentujących wody tej subpopulacji powyżej linii SET (linii ewaporacji wody morskiej), wyjąwszy próbkę o skrajnie niskiej koncentracji Cl⁻, sugeruje ich relatywne wzbogacenie w Br⁻. Subpopulacja druga, w której zawarte są próbki grup III i IV, reprezentowana jest przez punkty leżące wzdłuż linii odpowiadającej stężeniom Cl⁻ około 30 g/dm³. Charakteryzuje się ona szerokim zakresem (od 20 do ponad 550 mg/dm³) koncentracji Br⁻. Skrajne wartości obserwowane są głównie dla wód podziemnych centralnej (i sporadycznie dla wschodniej) części depresji detmarowickiej.

Znaczne stężenia Br⁻ przy równocześnie wysokich wartościach Br⁻:Cl⁻ mogą sugerować ewaporacyjne pochodzenie wód (Egeberg, Aagaard, 1989; Connolly et al, 1990; Fontes, Matray, 1993b; Nativ, 1996).

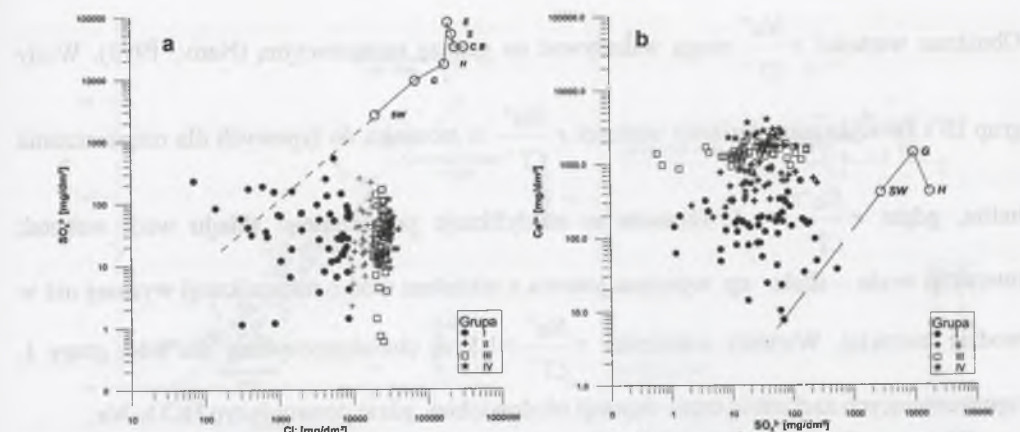


Rys. 7.52. Zależność koncentracji Ca^{2+} od Cl^- i Br^- od Cl^- [mg/dm^3] w wodach dolnego badenu czeskiej części GZW, na tle linii ewaporacji wody morskiej (SET). Objasnienia: SW – skład wody morskiej; punkt krystalizacji: G – gipsu; H – halitu; E – epsomitu; S – sylwinu; C – karnalitu; B – bischofitu

Fig. 7.52. Relationships Ca^{2+} vs. Cl^- and Br^- vs. Cl^- [mg/dm^3] in waters of Lower Badenian of the Czech part of the USCIB, against the SET. Explanations: SeaW – sea water; points of evaporates crystallization: G – gypsum; H – halite; E – epsomite; S – sylvite; C – carnallite; B – bischofite

Punkty znajdujące się poniżej SET odpowiadałyby rozcieńczonym, np. przez wody morskie lub słodkie, płynom formowanym wskutek rozpuszczania halitu (ubytek Br^-). Punkty leżące powyżej SET, na linii równoległej do składu wód w trakcie krystalizacji halitu, mogą odpowiadać wodom powstałym wskutek rozcieńczania przez wody o niskim zasoleniu, solanki resztkowej powstającej po krystalizacji halitu.

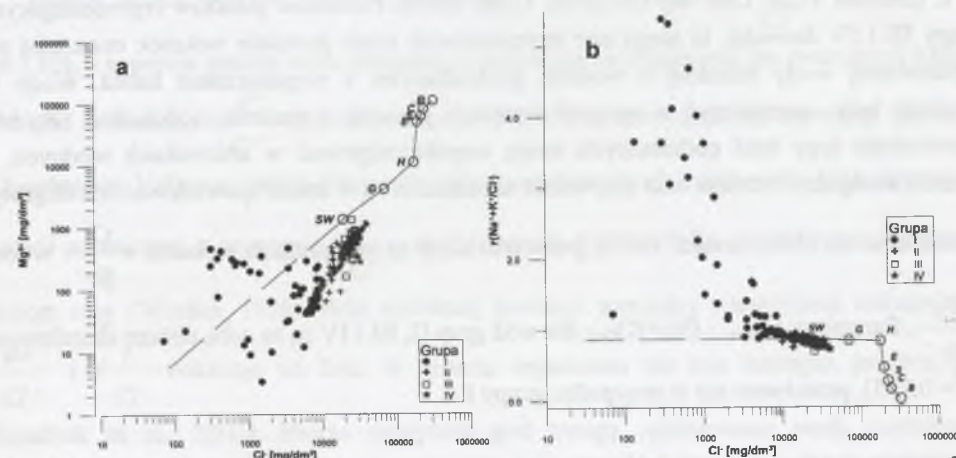
Pomiędzy koncentracjami Cl^- i SO_4^{2-} brak jest widocznej korelacji, co wskazuje na inne pochodzenie siarczanów niż z wody morskiej (rys. 7.53a). Wszystkie wody podziemne grup II - IV prezentują zubożenie w siarczany w stosunku do wody morskiej. Solanki powstające po ewaporacji wody morskiej są początkowo wzbogacone w SO_4^{2-} , następnie siarczany mogą, w obecności materii organicznej, ulegać redukcji do siarczków (Appelo, Postma, 1993). Większość analizowanych wód, w porównaniu do wody morskiej, wykazuje deficyt siarczanów przy równoczesnym wzbogaceniu w jony Ca^{2+} (rys. 7.53b). Podobna zależność była obserwowana przez Rózkowskiego (1971b). Brak korelacji pomiędzy Ca^{2+} i SO_4^{2-} potwierdza hipotezę o redukcji siarczanów pierwotnie zawartych w badanych wodach.



Rys. 7.53. Zależność koncentracji SO_4^{2-} od Cl^- i Ca^{2+} od SO_4^{2-} [mg/dm^3] w wodach dolnego badenu czeskiej części GZW na tle linii ewaporacji wody morskiej. Objasnienia jak na rys. 7.52

Fig. 7.53. Relationships SO_4^{2-} vs. Cl^- , and Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} [mg/dm^3] in waters of Lower Badenian of the Czech part of the USCIB, against the SET. Explanations as in the Fig. 7.52

Wody grup II do IV charakteryzuje dobra korelacja stężeń Mg^{2+} i Cl^- ($y = 1,52 \cdot 10^{-2} x - 4$, $r = 0,84$, $n = 136$); są one zubożone w Mg^{2+} w stosunku do wody morskiej (rys. 7.54a). Może to wskazywać na istnienie procesów dolomityzacji w warstwie wodonośnej (Carpenter, 1978; Stoessel, Moore, 1983).



Rys. 7.54. Zależność stężeń Mg^{2+} od Cl^- oraz wartości wskaźnika $r(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ od stężeń Cl^- [mg/dm^3] w wodach dolnego badenu czeskiej części GZW na tle linii ewaporacji wody morskiej. Objasnienia jak na rys. 7.52

Fig. 7.54. Relationships Mg^{2+} vs. Cl^- , and $r(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ vs. Cl^- [mg/dm^3] concentrations [mg/dm^3] in waters of Lower Badenian of the Czech part of the USCIB, against the SET. Explanations as in the Fig. 7.52

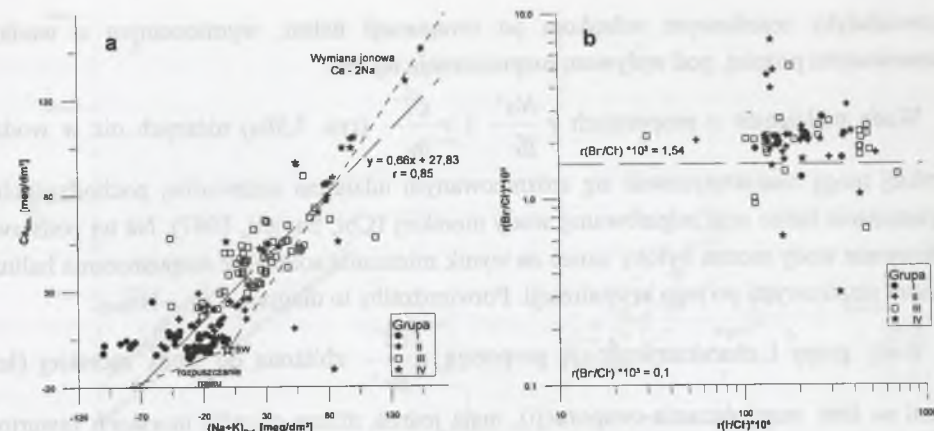
Punkty odpowiadające grupom II do IV układają się wzdłuż linii regresji (Na jest wyraźnie równoważone przez Cl) o ujemnym współczynniku kierunkowym ($y = -8,2 \cdot 10^{-4} x - 2,6$, $r = -0,66$, $n = 72$), przecinającej SET w punkcie składu wody morskiej (rys. 7.54b).

Obniżone wartości $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ mogą wskazywać na genezę ewaporacyjną (Nativ, 1990). Wody grup III i IV wykazują obniżone wartości $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ w stosunku do typowych dla rozpuszczania halitu, gdzie $r \frac{Na^+}{Cl^-} = 1$. Oznacza to modyfikacje oryginalnego składu wód. wskutek interakcji woda – skała, np. wymiana jonowa z udziałem wód o mineralizacji wyższej niż w wodzie morskiej. Wartości wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-} > 1,5$ są charakterystyczne dla wód grupy I, reprezentujących zachodnią część depresji bludowickiej, gdzie dominuje typ HCO_3^-Na .

W przypadku analizowanych wód podziemnych utworów dolnego badenu metodykę interpretacji zależności $Ca_{Exc.}$ względem $Na_{Def.}$ (patrz rozdz. 7 niniejszej pracy) dostosowano do specyfiki rezultatów analiz archiwalnych, w których przedstawiano sumę kationów potasowych i sodowych. Określona na podstawie analiz suma zawartości kationów ($Na^+ + K^+$) została porównana do tejże w wodzie morskiej, pozwalając na obliczenie parametru $(Na+K)_{Def.}$. Analiza diagramu wartości $Ca_{Exc.}$ względem $(Na+K)_{Def.}$ (rys. 7.55a) nie pozwala na zaliczenie wód grupy I do typowych płynów złożowych ze względu na położenie reprezentujących je punktów w ujemnych kwadrantach wykresu.

Uzyskana dla grup II - IV linia regresji ($y=0,66x+27,83$) jest słabiej nachylona od linii BFL (Basinal Fluid Line wg Davisson, Criss 1996). Położenie punktów reprezentujących grupy III i IV dowodzi, iż mogą one reprezentować wody powstałe wskutek mieszania się odparowanej wody morskiej z wodami pochodzącymi z rozpuszczania halitu. Wody te powinny być uczestniczyć w procesie wymiany jonowej z warstwą wodonośną. Obydwa wymienione typy wód podziemnych mogą współwystępować w zbiornikach wodnych, a procesy kompaktacji osadów oraz aktywność tektoniczna są w stanie spowodować ich migrację i mieszanie się (Chi, Savard, 1997), potwierdzałaby to interpretacja wykresu $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ wobec

$r \frac{Na^+}{Br^-}$. Parametry $Ca_{Exc.}$ i $(Na+K)_{Def.}$ dla wód grup II, III i IV są ze sobą dobrze skorelowane ($R^2 = 0,725$), przeciwnie niż w przypadku grupy I.



Rys. 7.55. Zależność wartości wskaźników: $Ca_{Exc.}$ względem $(Na+K)_{Def.}$ [mval/dm³] i $r \frac{Br^-}{Cl^-} \cdot 10^3$ względem $r \frac{I^-}{Cl^-} \cdot 10^6$ dla wód podziemnych dolnego badenu czeskiej części GZW

Fig. 7.55. Relationships $Ca_{Exc.}$ vs. $(Na+K)_{Def.}$ [meq/dm³], and $r \frac{Br^-}{Cl^-} \cdot 10^3$ vs. $r \frac{I^-}{Cl^-} \cdot 10^6$ for groundwaters of Lower Badenian of the Czech part of the USCB

Punkty leżące powyżej linii reprezentującej wody morskie - $r \frac{Br^-}{Cl^-} = 1,54 \cdot 10^{-3}$ na rys.7.55b - sugerują genezę wód związaną z solankami powstającymi po ewaporacji halitu. Wartości wskaźnika $r \frac{I^-}{Cl^-}$ (od około 30 do $800 \cdot 10^{-6}$) są tu wyższe niż dla wody morskiej (Zherebtsova, Volkova, 1966). Obecność jodu w wodach wynika zapewne z jego dostawy z materii organicznej, a proporcje $r \frac{I^-}{Cl^-}$ są zbliżone do typowych dla solanek towarzyszących złożom ropy (Worden, 1996). Brak dodatknej korelacji pomiędzy wartościami wskaźników $r \frac{Br^-}{Cl^-}$ i $r \frac{I^-}{Cl^-}$ wskazuje na fakt, iż materia organiczna nie jest istotnym źródłem Br^- (Kendrick et al., 2002). Biorąc powyższe pod uwagę, analizowane wody podziemne należałoby uznać za związane z ewaporacją wody morskiej (w przypadkach niektórych próbek powyżej punktu nasycenia halitem) i następnie z rozcieńczeniem przez wody meteoryczne (rozpatrywane wody mają zasolenie niższe od nasyconej halitem wody morskiej). Wzbogacenie tych wód w I^- następowało prawdopodobnie poprzez interakcje z materią organiczną zawartą w ośrodku wodonośnym.

Punkty leżące między liniami $r \frac{Br^-}{Cl^-} = 0,1 \cdot 10^{-3}$ (wg Kendrick et al. (2002b) jest to proporcja charakterystyczna dla wody pochodzącej z rozpuszczania halitu) i $1,54 \cdot 10^{-3}$

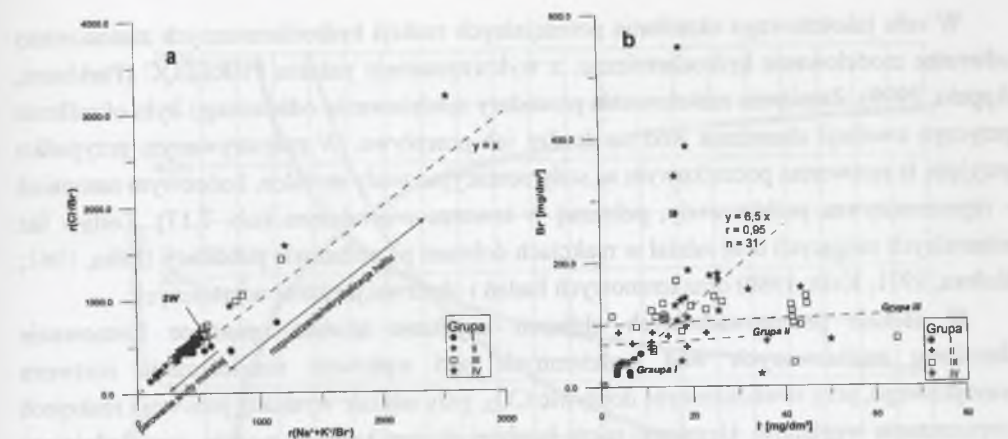
odpowiadałyby resztkowym solankom po ewaporacji halitu, wymieszanym z wodami uformowanymi później, pod wpływem rozpuszczania tej soli.

Wody podziemne o proporcjach $r \frac{Na^+}{Br^-}$ i $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ (rys. 7.56a) niższych niż w wodzie morskiej mogą charakteryzować się zróżnicowanym udziałem roztworów, pochodzących z rozpuszczania halitu oraz odparowanej wody morskiej (Chi, Savard, 1997). Na tej podstawie analizowane wody można byłoby uznać za wynik mieszania solanek z rozpuszczania halitu z fluidami resztkowymi po jego krystalizacji. Potwierdzałby to diagram $Ca_{Exc.}-Na_{Def.}$.

Wody grupy I charakteryzują się proporcją $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ zbliżoną do wody morskiej (leżą niemal na linii rozcieńczenia-ewaporacji), mają jednak niższą od wód morskich zawartość chlorków. Może to oznaczać, iż pochodzą z rozcieńczenia wody morskiej (być może częściowo odparowanej) przez wody meteoryczne. Większość próbek (cała grupa II) ma wartości $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ niższe od wody morskiej. Grupują się one blisko, lecz powyżej linii SET, co oznacza niewielki ubytek Na^+ oraz K^+ na rzecz innych kationów.

Analizowane wody (większość wód grup I i II) pochodzą zapewne z wód morskich, w różnym stopniu odparowanych, które nie przekroczyły punktu krystalizacji halitu. Próbki grup III i IV (silniej odchyłone na lewo od SET) reprezentują wody mieszane pomiędzy odparowanymi wodami morskimi a rezydualną solanką po krystalizacji halitu.

Koncentracje Br^- w halicie, na początku jego krystalizacji, wynoszą 65 do 75 ppm (Holser, 1979; Herrmann, 1980 vide Banks et al, 2002), po rozpuszczeniu generowałyby wartości $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ na poziomie 20000. Stosunek molowy $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ spada do wartości około 7000 w punkcie zakończenia krystalizacji NaCl. Wody podziemne, których mineralizacja pochodzi z rozpuszczania halitu, reprezentowane byłyby przez punkty leżące blisko linii 1:1 i charakteryzowałyby się wysokimi wartościami $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ oraz $r \frac{Na^+}{Br^-}$. Prawdopodobnie próbki grup III i IV o wyższych wartościach wymienionych współczynników są rozcieńczonymi wodami tego typu.



Rys. 7.56. Zależność wartości wskaźnika $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ od $r \frac{Na^+ + K^+}{Br^-}$ oraz stężeń Br^- od I^- [mg/dm^3] w wodach dolnego badenu czeskiej części GZW

Fig. 7.56. The relationship $r \frac{Cl^-}{Br^-}$ vs. $r \frac{Na^+ + K^+}{Br^-}$, and Br^- vs. I^- [mg/dm^3] in waters of Lower Badenian of the Czech part of the USCB

Br^- podobnie jak Cl^- zachowuje się konserwatywnie podczas ewaporacji wody morskiej. Wody mogą być wzbogacane w Br^- wskutek rozkładu zawierającej go materii organicznej. Wody podziemne wzbogacone w I^- uważa się często za wzbogacone organicznie w Br^- (Fisher, Boles, 1990), z drugiej strony Worden (1996) podaje, iż Br^- jest skorelowany głównie z Cl^- . W przypadku grup II-IV wód dolnego badenu nie widać jednoznacznej korelacji Br^- z I^- (rys. 7.56b), co może sugerować w nich brak organogenicznego Br^- (Cai et al, 1997).

Próbki należące do grupy I, i pewna część próbek grup II-IV, układa się wzdłuż linii regresji rozpoczynającej się w punkcie (0; 0); położenie takie jest typowe dla rozcieńczenia wody o ustalonych proporcjach I^-/Br^- . Próbki te, zwłaszcza grupy I, należałoby zatem uznać za reprezentujące mieszaninę pewnej wody pierwotnej z wodami meteorycznymi. Można przyjąć, iż ekstrapolacja opisanej linii regresji do punktu $I = 0 mg/dm^3$ pozwala wyznaczyć zawartość w wodach Br^- niezwiązanego z rozkładem materii organicznej (Buzek, Michaliček, 1996). Na tej podstawie należy wysnuć wniosek, iż w wodach grupy I całość Br^- związana jest z I^- , a co za tym idzie z materią organiczną. Wydaje się ponadto, że dla większości wód grup II-IV zjawiska prowadzące do zróżnicowania koncentracji Br^- wystąpiły niezależnie od procesów ich wzbogacenia w jony I^- . Należy zaznaczyć, że zgodnie z poglądem Rózkowskiego (1971a) wody podziemne w utworach dolnego badenu zostały wzbogacone w I^- wskutek rozkładu szczątków organizmów morskich.

7.2.4. Modele formowania chemizmu wód w utworach dolnego badenu

Dla sformułowania modelu formowania chemizmu analizowanych wód podziemnych, przy udziale opisywanych w cytowanej literaturze oraz zidentyfikowanych w niniejszej pracy procesów, wykorzystano zgromadzone w utworzonej bazie danych rezultaty analiz chemizmu wód warstw dębowieckich w czeskiej części GZW.

W celu jakościowego określenia potencjalnych reakcji hydrochemicznych zastosowano odwrotne modelowanie hydrochemiczne, z wykorzystaniem pakietu PHREEQC (Parkhurst, Appelo, 1999). Zamiarem zastosowania procedury modelowania odwrotnego było określenie przyczyn ewolucji chemizmu wód na drodze ich przepływu. W rozpatrywanym przypadku przyjęto, iż roztworem początkowym są sedimentacyjne wody morskie, końcowym natomiast – reprezentatywna próbka wody, pobranej w otworze wiertniczym (tab. 7.17). Zestaw faz mineralnych mogących brać udział w reakcjach dobrano na podstawie publikacji (Pišta, 1961; Hufova, 1971; Květ, 1980) oraz terenowych badań i obserwacji rdzeni wiertniczych.

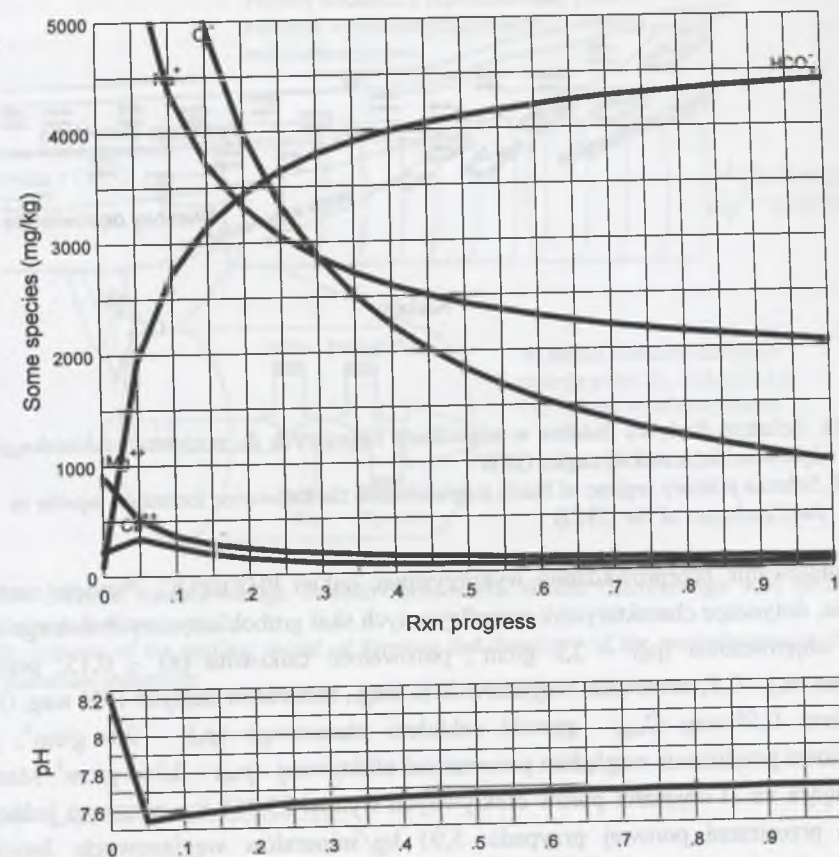
W efekcie przeprowadzonych obliczeń uzyskano modele opisujące formowanie chemizmu analizowanych wód podziemnych pod wpływem rozcieńczania roztworu początkowego, przy równoczesnym dopływie CO₂, przy udziale wymiany jonowej i reakcjach rozpuszczania węglanów. Uzyskano także bardziej skomplikowane modele, uwzględniające dodatkowo m.in. wietrzenie skałeni; jeden z nich przedstawiono w tab. 7.17.

Tabela 7.17

Skład chemiczny fluidów w modelowaniu odwrotnym wód grubodetrytycznych utworów dolnego badenu oraz zidentyfikowane fazy biorące udział w reakcjach

	Woda morską (wg Nordstrom et al., 1979) fluid początkowy [mol/kg]	Próbka 109 – fluid końcowy [mol/kg]		Model I [mol]	Model II [mol]	
	F _p	F _i		F _p /F _k =5,043·10 ⁻²	F _p /F _k =5,043·10 ⁻²	
Temp	20	10	Rozpuszczanie	CO ₂ (g)	4,276·10 ⁻²	7,693·10 ⁻²
pH	8,22	7,6		H ₂ O	5,275·10 ⁺¹	5,282·10 ⁺¹
pe	8,451	-		Kalcyt	3,418·10 ⁻²	9,118·10 ⁻⁴
Ca ²⁺	1,066·10 ⁻²	7,930·10 ⁻⁴		Dolomit	3,270·10 ⁻³	3,270·10 ⁻³
Mg ²⁺	5,505·10 ⁻²	6,187·10 ⁻³		NaX	7,436·10 ⁻²	4,365·10 ⁻²
Na ⁺	4,852·10 ⁻¹	1,052·10 ⁻¹		Plagioklaz	-	4,953·10 ⁻²
Cl ⁻	5,655·10 ⁻¹	2,826·10 ⁻²		Wyrzucanie	Chalcedon	-
SO ₄ ²⁻	2,925·10 ⁻²	-	CaX ₂		-3,718·10 ⁻²	-2,182·10 ⁻²
HCO ₃ ⁻	2,411·10 ⁻³	7,550·10 ⁻²	Kaolinit		-	-3,418·10 ⁻²

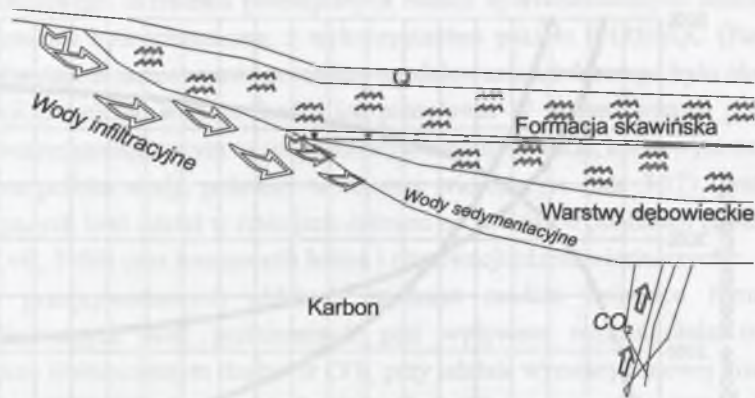
Rysunek 7.57 przedstawia rezultaty modelowania reakcji fluidu początkowego (wody morskiej) z substratami zidentyfikowanymi w modelu odwrotnym (Model I - tab. 7.17). Model ten został przygotowany zgodnie z procedurą „flow-through”, co oznacza, iż minerały powstające na drodze reakcji zostają wyizolowane z systemu, co uniemożliwia ich dalszy udział w przebiegającym procesie. Procedura ta znajduje zastosowanie do modelowania ewolucji chemizmu wód migrujących w poziomie wodonośnym. Minerale warstwy wodonośnej reagują z fluidem na każdym etapie przebiegu reakcji, a jej tworzące się w tym czasie produkty zostają odseparowane z fluidu. Odzwierciedla to sytuację fluidu, który przemieszcza się, tracąc możliwość reakcji z minerałami powstałymi przy jego udziale (Bethke, 1996).



Rys. 7.57. Zależność zmian stężeń wybranych składników oraz pH od stopnia zaawansowania reakcji (Rxn progress) fluidu początkowego (wody morskiej) z fazami zidentyfikowanymi w modelu odwrotnym (Model I - tab. 7.17)

Fig. 7.57. Dependence of pH, and selected ions concentration on the degree of the reaction progress (Rxn) of the primary fluid (seawater) with the phases identified by the reverse modeling (Model I - Tab. 7.17)

Rezultaty modelowania odwrotnego dały także podstawę do sformułowania jednowymiarowego modelu transportu adwekcyjnego, uwzględniającego dyspersję, procesy dyfuzji i reakcje substancji w obrębie poziomu wodonośnego utworów warstw dębowieckich. Utworzono go zakładając, iż wodami wejściowymi są wody morskie (skład za Nordstrom et al., 1979), rozcieńczane odparowanymi w 70% wodami opadowymi (skład za Cornell, 1996 vide Hiscock, 2005), nasycane geogenicznym CO₂. Schemat dopływu fluidów w warunkach naturalnych do poziomu wodonośnego warstw dębowieckich czeskiej części GZW przedstawiono na rys. 7.58.

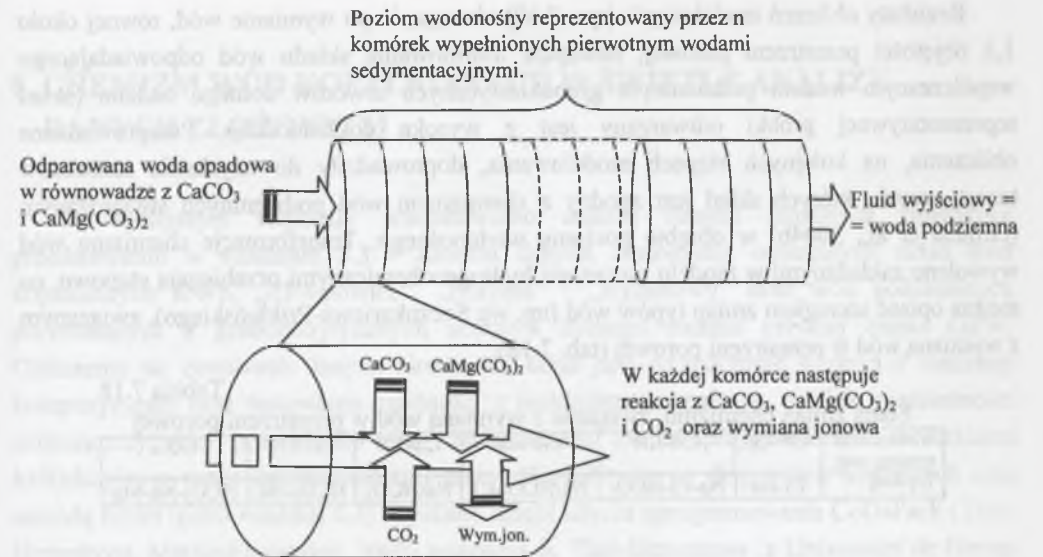


Rys. 7.58. Schemat dopływu fluidów w warunkach naturalnych do poziomu wodonośnego warstw dębowieckich czeskiej części GZW
 Fig. 7.58. Scheme primary regime of fluids migration into the Dębowiec formation aquifer in the Czech part of the USCB

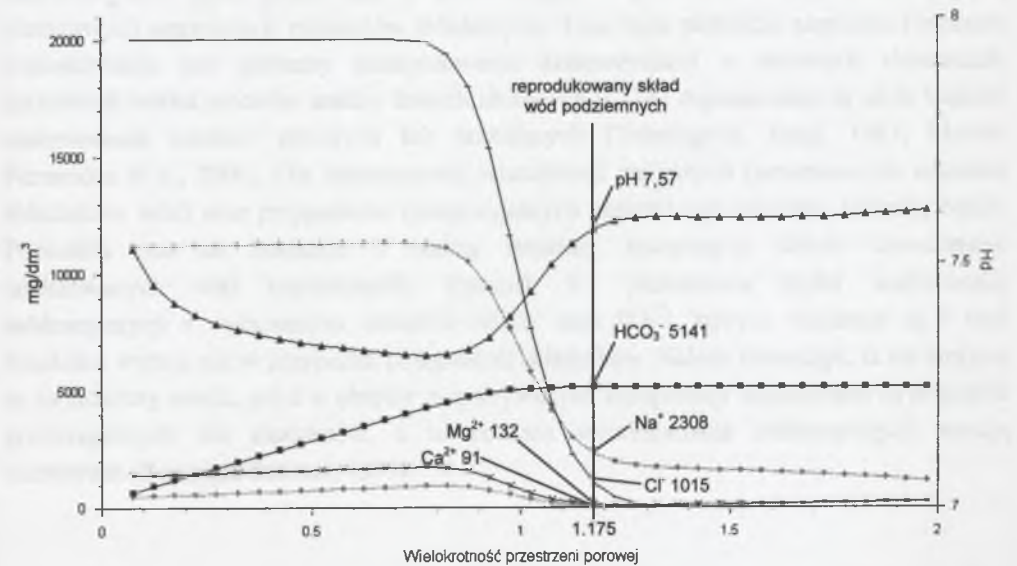
Modelowanie przeprowadzono wykorzystując pakiet PHREEQC. Przyjęto następujące założenia, dotyczące charakterystyk petrofizycznych skał gruboklastycznych dolnego badenu: gęstość objętościowa (ρ_b) – 2,2 g/cm³; porowatość całkowita (n) – 0,15; porowatość efektywna (n_e) – 0,1; zawartość: węglanów 25% wag., minerałów ilastych 17% wag. (Hufova, 1971) oraz 0,5%wag C_{org}, gęstość szkieletu ziarnowego (ρ_s) – 2,6 g/cm³, gęstość objętościowa przeliczona względem porowatości efektywnej (ρ_{be}) – 2,364 g/cm³. Masa skały przypadająca na 1l objętości porów efektywnych wynosi 23,364 kg, zatem na jednostkową objętość przestrzeni porowej przypada: 5,91 kg minerałów węglanowych. Jeżeli masę węglanów stanowiłyby jedynie kalcyt albo dolomit, na objętość tę przypadałoby odpowiednio: 59 mol CaCO₃ albo 32,07 mol CaMg(CO₃)₂. Do obliczenia wartości współczynnika wymiany kationowej (CEC) posłużono się formułą (Appelo, Postma, 1993):

CEC [mval/100 g]=0,7·(% wag. minerałów ilastych) + 3,5·(% wag. C_{org}),
 uzyskując CEC= 14 mval/100 g, co odpowiada 3,3·10³ mval/dm³ (dla masy skały przypadającej na 1 dm³ objętości porów efektywnych). Proporcje pomiędzy długością komórki (L) a przypisaną jej stałą dyspersji (α) przyjęto jako L : α =10: 1, współczynnik dyfuzji D = 1·10⁻⁹ms⁻¹.

Reakcje zachodzą w kolumnie złożonej z 20 komórek wypełnionych wodą morską (rys. 7.59), reagującą z kalcytem (20·0,1 mmol) i dolomitom (20·1,0 mmol) oraz CO₂ (20·2,25 mmol), będącą w równowadze z kompleksem sorpcyjnym, który w każdej z komórek zawiera 165 mval (3,3·10³/20) pozycji jonowymiennych. Komórki początkowa i końcowa charakteryzują się warunkami brzegowymi trzeciego rodzaju (Cauchy'ego). Opad odparowany do 30% pierwotnej objętości i znajdujący się w równowadze z kalcytem i dolomitom doprowadzany jest do pierwszej z komórek, monitorowane są stężenia fluidu końcowego – odbieranego z ostatniej komórki.



Rys. 7.59. Schemat zastosowanego modelu formowania składu chemicznego wód podziemnych dolnego badenu
 Fig. 7.59. Scheme of the applied model of forming the chemistry of the groundwaters in the Lower Badenian sediments



Rys. 7.60. Wykres stężeń wybranych substancji w analizowanych wodach [mg/dm³] - rezultaty obliczeń modelowych
 Fig. 7.60. Diagram of selected constituents of waters considered [mg/dm³]- the modeling results

Rezultaty obliczeń modelowych (rys. 7.60) ukazują, iż po wymianie wód, równej około 1,2 objętości przestrzeni porowej, następuje uformowanie składu wód odpowiadającego współczesnym wodom podziemnym gruboklastycznych utworów dolnego badenu (skład reprezentatywnej próbki odtwarzany jest z wysoką dokładnością). Przeprowadzone obliczenia, na kolejnych etapach modelowania, doprowadziły do uzyskania roztworów teoretycznych, których skład jest zgodny z chemizmem wód podziemnych stwierdzanym (Grmela et al., 2004b) w obrębie poziomu wodonośnego. Transformacje chemizmu wód wywołane zakładanymi w modelu procesami hydrogeochemicznymi przebiegają etapowo, co można opisać szeregiem zmian typów wód (np. wg Szczukariewa-Prikłońskiego), związanym z wymianą wód w przestrzeni porowej (tab. 7.18).

Tabela 7.18

Etapy zmian chemizmu, związane z wymianą wód w przestrzeni porowej

Wielokrotność wymiany wód	0,00-0,98	0,98-1,10	1,10-1,20	1,20-1,25	1,25-1,75	1,75-...
Typ wody	Cl-Na	Na-Cl-HCO ₃	Na-HCO ₃ -Cl	Na-HCO ₃	HCO ₃ -Na	HCO ₃ -Na-Mg

8. CHEMIZM WÓD KOPALNIANYCH W ŚWIETLE ANALIZY DANYCH ZŁOŻONYCH

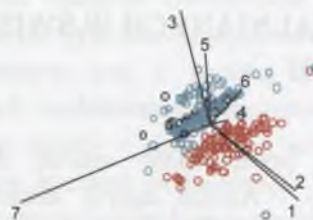
W niniejszym rozdziale przedstawiono analizę danych złożonych (metodykę przedstawiono w rozdziale 5.3 - Analiza danych złożonych), opisujących skład wód kopalnianych KWK „Chwałowice”, „Borynia” i „Rydułtowy” oraz wód podziemnych pochodzących z grubodetrytycznych utworów dolnego badenu czeskiej części GZW. Obliczenia na zestawach danych złożonych, takie jak: wyznaczenie średniej i wariancji kompozycyjnej oraz testowanie zgodności z rozkładem normalnym, a także niezależności subkompozycyjnej prowadzono przy zastosowaniu formuł przygotowanych w arkuszu kalkulacyjnym przez autora niniejszej pracy. Wizualizację na diagramach trójkątnych oraz metodą biplot (patrz rozdział 5.3) uzyskano dzięki użyciu oprogramowania CoDaPack (Thió-Henestrosa, Martin-Fernandez, 2005) autorstwa S. Thió-Henestrosa z Universitat de Girona w Hiszpanii.

Wody kopalniane KWK „Chwałowice”

Analizowane kompozycje (patrz rozdział 5.3) obejmowały udziały procentowe głównych kationów (oznaczane na diagramach znakiem %, poprzedzającym symbol jonu), chlorków oraz jonu jodkowego i bromkowego. Wykorzystano 322 kompozycje o niezerowych wartościach elementów składowych. Tego typu podejście zapewnia rzetelność wnioskowania bez potrzeby manipulowania kompozycjami o zerowych elementach, jakkolwiek wśród procedur analizy danych złożonych (CDA) dopuszczalne są także techniki zastępowania wartości zerowych lub brakujących (Titterington, Jiang, 1983; Martin-Fernandez et al., 2000). Dla równoczesnej wizualizacji zmiennych (procentowych udziałów składników wód) oraz przypadków (poszczególnych próbek) wykorzystano technikę biplot. Pozwoliła ona na ilustrację i analizę struktury kompozycji składu chemicznego analizowanych wód kopalnianych. Rysunek 8.1 przedstawia biplot analizowanej subkompozycji z wyłączeniem udziałów HCO₃⁻ oraz SO₄²⁻, których wariancje są o rząd wielkości wyższe niż w przypadku pozostałych składników. Należy zaznaczyć, iż nie wpływa to na rezultaty analiz, gdyż w obrębie rozpatrywanych kompozycji analizowane są proporcje poszczególnych ich elementów, a te podczas wyodrębniania subkompozycji zostają zachowane (Reyment, Savazzi, 1999).

Skumulowana wariancja:

0.39
0.65
0.85
0.95
1
1



○ Grupa 1
○ Grupa 2
○ Grupa 3
○ Grupa 4

1 = %Ca²⁺
2 = %Mg²⁺
3 = %Na⁺
4 = %K⁺
5 = %Cl⁻
6 = %Br⁻
7 = %I⁻

Rys. 8.1. Biplot danych składu wód kopalnianych KWK „Chwałowice”. Objasnienia w tekście
Fig. 8.1. Biplot of mine waters chemistry – the “Chwałowice” mine. Explanations in the text

Określenie „skumulowana wariancja” (po prawej stronie, u góry diagramu) odnosi się do wariancji wyjaśnionej przez D-1 składowych głównych (dla D analizowanych zmiennych), przy założeniu iż wszystkie ze składowych wyjaśniają w sumie 100% wariancji. W analizowanym przykładzie pierwsza ze składowych wyjaśnia 39% wariancji, podczas gdy druga 26%. Obydwe pozwalają na interpretację 65% wariancji w obrębie analizowanego zestawu danych, co odpowiada równocześnie wariancji wyjaśnionej przez biplot – narzędzie dwuwymiarowego obrazowania zależności w obrębie populacji.

Najdłuższymi wiązaniami biplotu są: %I⁻ – %Ca²⁺ oraz %I⁻ – %Br⁻, wskazując na największą relatywną wariancję pomiędzy proporcjami udziałów procentowych odpowiednich par jonów. Innymi słowy: znacząca odległość pomiędzy wierzchołkami %I⁻ oraz %Ca²⁺ i %Br⁻ wskazuje na znaczną zmienność proporcji logarytmicznych (log-ratio) $\ln(\%I/\%Ca^{2+})$ oraz $\ln(\%I/\%Br)$. Jest to szczególnie widoczne w przypadku grup 3 i 4, dla których rozległe położenie punktów projekcyjnych wzdłuż osi biplotu %I⁻ – %K⁺ odpowiada silnemu zróżnicowaniu stężeń, a pośrednio i udziałów I⁻. Oznacza to równocześnie, iż w analizowanych wodach nie istnieje stała proporcja pomiędzy udziałami odpowiednich składników (jonów). Zasadne jest zatem spostrzeżenie, iż stężenia I⁻ oraz Br⁻ i Ca²⁺ są regulowane różnymi procesami, prowadzące do konkluzji, iż zarówno I⁻ jak i Br⁻ nie pochodzą z tego samego źródła. Przyjmując organogeniczną naturę I⁻ w wodach podziemnych (np. Muramatsu, Wedepohl, 1998; Snyder et al., 2003; Macioszczyk, Dobrzyński, 2002), stężenia Br⁻ w przeważającej mierze, musiałyby być kontrolowane procesami geogenicznymi.

Wiązania %I⁻ – %K⁺ oraz %Ca²⁺ – %Br⁻ są w stosunku do siebie niemal prostopadłe. Tym samym proporcje logarytmiczne udziałów: $\ln(\%I/\%K^+)$ oraz $\ln(\%Ca^{2+}/\%Br)$ są wobec siebie niezależne, co byłoby równoznaczne z niezależnością odpowiadających im subkompozycji: %I, %K⁺ oraz %Ca²⁺, %Br⁻. Ujemna korelacja powiązanych ze sobą zmiennych dowodzi, iż w analizowanej populacji wody o wysokich udziałach Ca²⁺ są często zubożone w Br⁻. Hipoteza o niezależności wymienionych subkompozycji mogłaby zostać

potwierdzona pod warunkiem zweryfikowania hipotezy o normalności rozkładów wartości proporcji: $\ln(\%I/\%K^+)$ oraz $\ln(\%Ca^{2+}/\%Br)$. Weryfikacja odpowiednich hipotez przedstawiona jest w dalszej części rozdziału.

Przybliżona współliniowość wierzchołków %Na⁺, %Cl⁻ oraz %Br⁻ wskazuje, iż zmienność odpowiadającej im subkompozycji jest prawdopodobnie jednowymiarowa. Sugeruje to równocześnie możliwość skutecznego przeprowadzenia analizy składowych głównych oraz określenia formuły zależności (log-contrast) pomiędzy udziałami wymienionych jonów.

Wyniki interpretacji graficznej biplotu należy porównać z wynikami obliczeń zamieszczonymi w tabeli zmienności (variation array), dostarczającymi przydatnego, opisowego podsumowania profilu zmienności analizowanych kompozycji (Aitchison, 2003b). Tabelę zmienności analizowanej kompozycji przedstawiono poniżej (tab. 8. 1). Jej część górna odpowiada wariancom proporcji logarytmicznych:

$$\hat{\tau}_{ij} = \text{var}\{\ln(x_i/x_j)\}, \quad (8.1)$$

podczas gdy dolna prezentuje średnie dla tych proporcji:

$$\hat{\xi}_{ij} = E\{\ln(x_i/x_j)\}. \quad (8.2)$$

Tabela 8. 1
Tabela zmienności populacji analiz wód kopalnianych
KWK „Chwałowice”

Udziały	%Ca ²⁺	%Mg ²⁺	%Na ⁺	%K ⁺	%Cl ⁻	%Br ⁻	%I ⁻	%SO ₄ ²⁻	%HCO ₃ ⁻
%Ca ²⁺		0,056	0,251	0,155	0,154	0,229	0,375	3,594	1,337
%Mg ²⁺	-0,136		0,228	0,126	0,152	0,199	0,365	3,790	1,387
%Na ⁺	-2,788	-2,651		0,141	0,019	0,210	0,302	3,053	1,048
%K ⁺	2,504	2,641	5,293		0,122	0,189	0,296	3,211	1,040
%Cl ⁻	-2,899	-2,762	-0,110	-5,404		0,184	0,279	3,152	1,090
%Br ⁻	4,253	4,390	7,042	1,748	7,152		0,371	3,427	1,164
%I ⁻	6,375	6,512	9,163	3,870	9,274	2,121		3,195	1,139
%SO ₄ ²⁻	1,365	1,502	4,153	-1,139	4,264	-2,88	-5,010		1,767
%HCO ₃ ⁻	2,679	2,816	5,467	0,174	5,576	-1,574	-3,696	1,314	

Średnie

Wariancje

Prezentowane w powyższej tabeli dane dowodzą, iż w analizowanej subpopulacji najwyższą zmiennością charakteryzuje się relacja pomiędzy udziałami Ca²⁺ oraz I⁻:

$$\hat{\tau}_{Ca-I} = 0,375. \text{ Dodatnia wartość średniej } \hat{\xi}_{Ca-I} = 6,375 \text{ oraz nierówność } \sqrt{\hat{\tau}_{Ca-I}} < \hat{\xi}_{Ca-I}$$

potwierdzają oczywisty w przypadku niniejszej analizy fakt, iż przeciętna wartość udziałów procentowych Ca²⁺ jest wyższa od wartości dla I⁻ w każdej z analizowanych kompozycji. Interesujący jest przypadek odpowiednich zależności między udziałami Ca²⁺ i Mg²⁺, których interpretacja uprawnia do stwierdzenia:

$\hat{\tau}_{Ca-Mg} = 0,056$ - relacja udziałów Ca²⁺ oraz Mg²⁺ charakteryzuje się niską zmiennością;

$\hat{\xi}_{Ca-Mg} = -0,136$ - przeciętna wartość udziałów Ca^{2+} jest niższa od wartości dla Mg^{2+}

oraz

$\sqrt{\tau_{Ca-Mg}} \hat{\xi}_{Ca-Mg}$ - w znacznej liczbie próbek udziały procentowe Ca^{2+} przeważają nad Mg^{2+} . Ostatnie ze spostrzeżeń odnosi się głównie do wód grupy 2, reprezentujących wody dopływające do szybów, odbierane na poziomie 390 m KWK „Chwałowice”.

Do weryfikacji hipotezy o normalności rozkładów wartości proporcji $\ln(\%I/\%K^+)$ oraz $\ln(\%Ca^{2+}/\%Br^-)$ zastosowano testy Andersona-Darlinga, Cramera-von Misesa oraz Watsona, statystyk rozkładów brzegowych (tab. 8.2) oraz rozkładów dwuwymiarowych (tab. 8.3). Sekwencje wartości z_i (odmiennie obliczane dla testów statystyk rozkładów brzegowych oraz dwuwymiarowych), uszeregowane w porządku rosnącym, są używane w wyrażeniu Q_A w teście Andersona-Darlinga, Q_C w teście Cramera - von Misesa oraz Q_W w teście Watsona. Porównanie obliczonych wartości odpowiednich statystyk z wartościami krytycznymi pozwala na decyzję o przyjęciu lub odrzuceniu badanej hipotezy; wyższe wartości statystyk odpowiadają niższemu poziomowi istotności (Aitchison, 2003a; Pawlowsky-Glahn, Buccianti, 2002).

Tabela 8.2

Wartości krytyczne testów statystyk rozkładów brzegowych

Poziom istotności [%]	10	5	2.5	1
Test Andersona-Darlinga $Q_A = \left\{ -\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (2i-1) [\ln z_i + \ln(1-z_{N+1-i})] - N \right\} \left(1 + \frac{4}{N} - \frac{25}{N^2} \right)$	0,656	0,787	0,918	1,092
Test Cramera-von Misesa $Q_C = \left[\sum_{i=1}^N \left(z_i - \frac{2i-1}{2N} \right)^2 + \frac{1}{12N} \right] \left(1 + \frac{1}{2N} \right)$	0,104	0,126	0,148	0,178
Test Watsona $Q_W = Q_C - N \left(\bar{z} - \frac{1}{2} \right)^2 \left(1 + \frac{1}{2N} \right)$, gdzie $\bar{z} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N z_i$	0,096	0,116	0,136	0,163

Wartości proporcji logarytmicznych (log-ratio) w rozkładach brzegowych można przedstawić jako:

$$y_{ri} = \ln(x_{ri}/x_{rN}), \quad (8.3)$$

gdzie $r=1, \dots, N$.

Wartość z_i obliczana jest na podstawie formuły:

$$\Phi((y_{ri} - \bar{y}_i)/s_i) = z_i, \quad (8.4)$$

gdzie s - odchylenie standardowe oraz $\Phi(\cdot)$ - funkcja skumulowanego rozkładu normalnego - $N(0;1)$.

Wartości z_i zastosowane w testach statystyk rozkładów dwuwymiarowych obliczane są jako:

$$z_i = \theta_i / (2\pi), \quad (8.5)$$

gdzie

$$\theta_i = \arctan(u_{i2}/u_{i1}) + 0.5 \{1 - \text{sign}(u_{i1})\} \pi + 0.5 \{1 + \text{sign}(u_{i1})\} \{1 - \text{sign}(u_{i2})\} \pi, \quad (8.6)$$

oraz:

$$u_{i1} = \frac{(y_{i1} - \bar{y}_1)s_2}{\sqrt{s_1^2 s_2^2 - s_{12}^2}} - \frac{(y_{i2} - \bar{y}_2)s_{12}}{s_2 \sqrt{s_1^2 s_2^2 - s_{12}^2}}; \quad u_{i2} = \frac{(y_{i2} - \bar{y}_2)}{s_2}, \quad (8.7)$$

Funkcja signum (*sign*) zdefiniowana jest jako:

$$\text{sign}(x) = \begin{cases} -1, & \text{dla } x < 0, \\ 0, & \text{dla } x = 0, \\ +1, & \text{dla } x > 0 \end{cases} \quad (8.8)$$

Tabela 8.3

Wartości krytyczne testów statystyk rozkładów dwuwymiarowych

Poziom istotności [%]	10	5	2.5	1
Test Andersona-Darlinga $Q_A = -\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (2i-1) [\ln z_i + \ln(1-z_{N+1-i})] - N$	1,933	2,492	3,070	3,857
Test Cramera-von Misesa $Q_C = \left\{ \left[\sum_{i=1}^N \left(z_i - \frac{2i-1}{2N} \right)^2 + \frac{1}{12N} \right] - \frac{0.4}{N} + \frac{0.6}{N^2} \right\} \left(1 + \frac{1}{N} \right)$	0,347	0,461	0,581	0,743
Test Watsona $Q_W = \left[\sum_{i=1}^N \left(z_i - \frac{2i-1}{2N} \right)^2 - N \left(\bar{z} - \frac{1}{2} \right)^2 - \frac{0.2}{12N} + \frac{0.1}{N^2} \right] \left(\frac{N+0.8}{N} \right)$	0,152	0,187	0,221	0,267

Wyniki testów zgodności z rozkładem normalnym subkompozycji $\%I - \%K^+$ oraz $\%Ca^{2+} - \%Br^-$ ukazano w tab. 8.4. Rezultaty wykonanych obliczeń nie pozwalają na odrzucenie hipotezy o normalności rozkładu proporcji $\ln(\%I/\%K^+)$ na poziomie istotności powyżej 10%. W pozostałych przypadkach obliczone wartości statystyk przekraczają wartości krytyczne dla poziomu istotności 1%, zatem hipotezę o zgodności analizowanych subkompozycji z rozkładem normalnym należy odrzucić, co równocześnie nie wskazuje na możliwość efektywnego zbadania, niezależności rozpatrywanych subkompozycji, sugerowanej początkowo przez analizę biplotu. Oznacza to tym samym, iż na podstawie analizowanych subkompozycji nie ma możliwości statystycznego potwierdzenia braku związków pomiędzy procesami regulującymi udziały I^- , K^+ oraz Ca^{2+} i Br^- w analizowanych wodach podziemnych.

Tabela 8.4

Rezultaty testów zgodności z rozkładem normalnym proporcji $\ln(\%I/\%K^+)$ i $\ln(\%Ca^{2+}/\%Br^-)$ - KWK „Chwałowice”

Rozkład	Anderson-Darling	Cramer-von Mises	Watson
$\ln(\%I/\%K)$ - rozkład brzegowy	0,327	0,049	0,045
$\ln(\%Ca/\%Br)$ - rozkład brzegowy	2,859	0,539	0,505
Rozkład dwuwymiarowy	12,352	1,687	1,522

Przybliżona współliniowość wierzchołków $\%Na^+$, $\%Cl^-$ oraz $\%Ca^{2+}$ sugeruje jednowymiarową zmienność odpowiadającą im subkompozycji. Wyraża ona równocześnie odwrotnie proporcjonalną zależność udziałów Na^+ i Cl^- od udziałów Ca^{2+} w wodach KWK „Chwałowice”, której prawdopodobną przyczyną może być wymiana jonowa między wodami podziemnymi a skałami ośrodka wodonośnego. Teoretyczny model zależności (log-contrast) pomiędzy udziałami wymienionych jonów wyznaczono jako:

$$\beta \ln(A) + \alpha \ln(C) - (\alpha + \beta)\ln(B) = \text{const}, \quad (8.9)$$

gdzie wartość stałej może być obliczona jako średnia wartość wyrażenia dla wszystkich analizowanych kompozycji; oraz w postaci proporcji - jako:

$$(A/B)^\beta \sim (B/C)^\alpha. \quad (8.10)$$

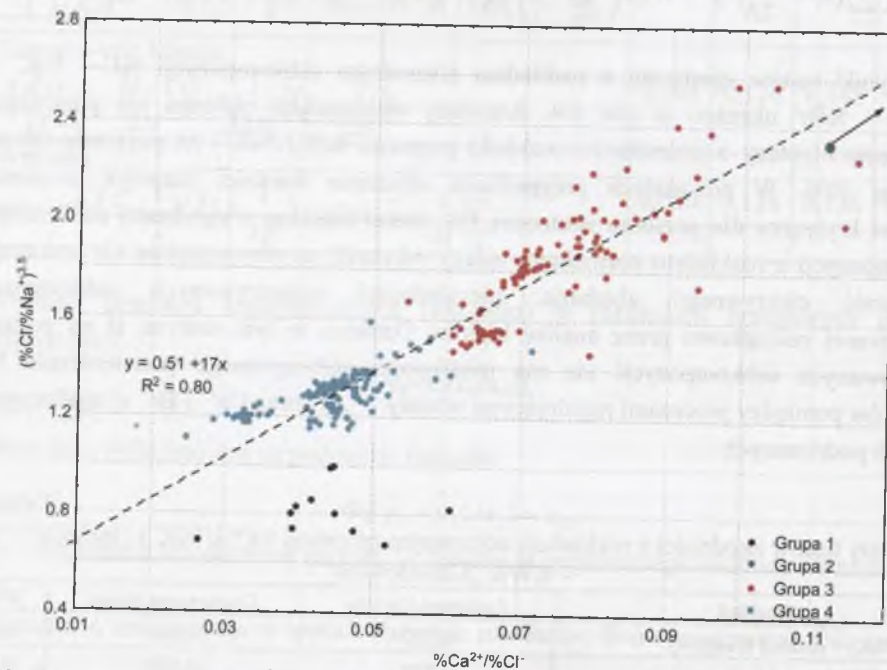
Dla przypadku biplotu analizowanej kompozycji opisującej wody kopalniane KWK „Chwałowice” uzyskano:

$$3,5 \ln(\%Na^+) + \ln(\%Ca^{2+}) - 4,5 \ln(\%Cl^-) = -3,3 \quad (8.11)$$

oraz:

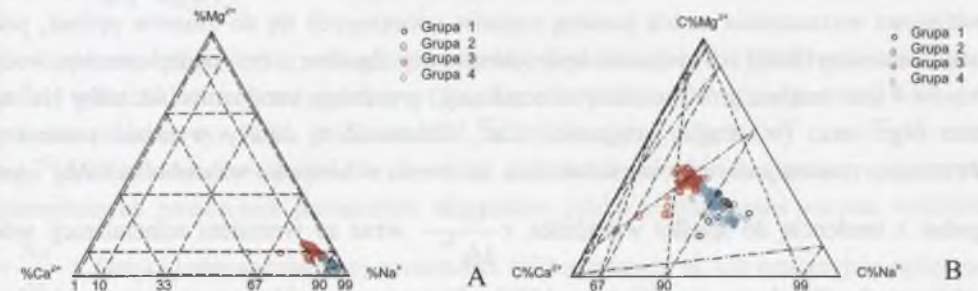
$$(\%Ca^{2+}/\%Cl^-) \sim (\%Cl^-/\%Na^+)^{3,5} \quad (8.12)$$

Relację proporcjonalności pomiędzy $(\%Ca^{2+}/\%Cl^-)$ i $(\%Cl^-/\%Na^+)^{3,5}$ zobrazowano na rys. 8.2. Mimo wyraźnego odrębnego położenia, jakie zajmują punkty grupy 1 (o wartościach wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-} > 1$), związane ze środowiskiem płytkich, silnie odwadnianych stref górotworu, uzyskano wysokie dopasowanie analizowanego zbioru danych do obliczonej liniowej funkcji regresji, pozwalające na akceptację przyjętego modelu.



Rys. 8.2. Zależność $(\%Cl^-/\%Na^+)^{3,5}$ od $(\%Ca^{2+}/\%Cl^-)$ dla wód kopalnianych KWK „Chwałowice”
Fig. 8.2. The relationship of $(\%Ca^{2+}/\%Cl^-)$ vs. $(\%Cl^-/\%Na^+)^{3,5}$ - the “Chwałowice” mine

W celu uzyskania bardziej szczegółowego wglądu w naturę relacji między udziałami składników wód analizowano wybrane ich subkompozycje, sprowadzone do trójwymiarowej przestrzeni simplex. Diagram przedstawiony na rys. 8.3A odpowiada trójkątowi kationów w diagramie Piper. Wskutek nieznacznego udziału Mg i Ca zróżnicowanie proporcji kationów w wodach kopalnianych jest tutaj słabo widoczne. Perturbacja oryginalnego diagramu przez odwrotność jej środka geometrycznego – tzw. wycentrowanie (rys. 8.3B), pozwala uzyskać bliższy wgląd w analizowane relacje, zwłaszcza że układ odniesienia również uległ przeskalowaniu. Zmienne na diagramach wycentrowanych oznaczono symbolem C). Niewątpliwą zaletą tego typu operacji jest obiektywizacja stałej przekształcenia – uzależnionej od rozproszenia danych wokół wartości centralnej, jaką jest średnia geometryczna kompozycji. Na wszystkich diagramach zaznaczono punkty reprezentujące próbki, należące do grup wydzielonych wcześniej metodą k-średnich (patrz rozdz. 7.1).



Rys. 8.3. Diagramy trójkątne przedstawiające pierwotną (A) i wycentrowaną (B) subkompozycję składu wód kopalnianych KWK „Chwałowice” (subkompozycja: $\%Mg^{2+}$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%Na^+$). Określenia grup 1 do 4 odpowiadają grupom wód wyróżnionym metodą k-średnich
Fig. 8.3. Ternary diagrams of the primary (A), and centered (B) subcomposition of mine waters chemistry – the “Chwałowice” mine; (subcomposition $\%Mg^{2+}$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%Na^+$). Group 1 to 4 – results of k-means grouping

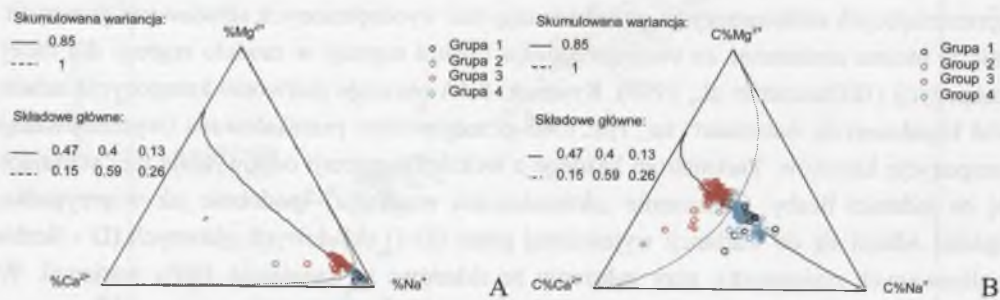
Kolejne diagramy trójkątne (rys. 8.4A i 8.4B), oprócz projekcji punktów reprezentujących subkompozycje, przedstawiają osie wyodrębnionych składowych głównych. Osie te można utożsamiać ze swojego rodzaju liniami regresji w modelu regresji dla danej kompozycji (Billheimer et al., 1998). Rysunek. 8.4A obrazuje pierwotne kompozycje składu wód kopalnianych, natomiast na rys. 8.4B przedstawiono przeskalowaną (wycentrowaną) kompozycję kationów. Parametrom każdego z wektorów regresji odpowiadają trzy sumujące się do jedności liczby. Oznaczenie „skumulowana wariancja” (podobnie jak w przypadku biplotu) odnosi się do wariancji wyjaśnionej przez (D-1) składowych głównych (D - liczba analizowanych zmiennych), przy założeniu że składowe te wyjaśniają 100% wariancji. W analizowanym przykładzie pierwsza ze składowych wyjaśnia 85% wariancji. Parametry wektora regresji wynoszą dla zmiennych $\%Mg^{2+}$ oraz $\%Ca^{2+}$ odpowiednio 0,47 i 0,40. Oznacza to, iż składowa ta w podobnym stopniu odpowiada za wariancję proporcji logarytmicznych pomiędzy Na^+ (najniższy parametr wektora - 0,13) a każdą z wymienionych

zmiennych. Druga składowa, wyraźnie skorelowana (0,59) ze zmiennością $\%Ca^{2+}$, tłumaczy 15%, czyli pozostałą część wariacji. Usytuowanie punktów projekcyjnych na diagramie omawianej subpopulacji nie pozwala na precyzyjne określenie położenia grup wód wydzielonych metodą k-średnich.

Składowa główna, wyjaśniająca przeważającą część wariacji (85%), wyznacza w sensie statystycznym trend dla próbek analizowanych w obrębie danej subkompozycji. Oś tej składowej mogłaby być interpretowana wprost jako linia trendu hydrogeochemicznego jedynie w przypadku, gdyby kolejne próbki stanowiły etapy przemian, prowadzących do modyfikacji pewnego składu początkowego wód podziemnych. W rzeczywistości tak wyznaczony trend statystyczny opisuje zarówno próbki spełniające powyższe kryterium, jak i nienależące do trendów hydrochemicznych, a nawet i te, których subpopulacje opisywane są trendami przeciwnymi.

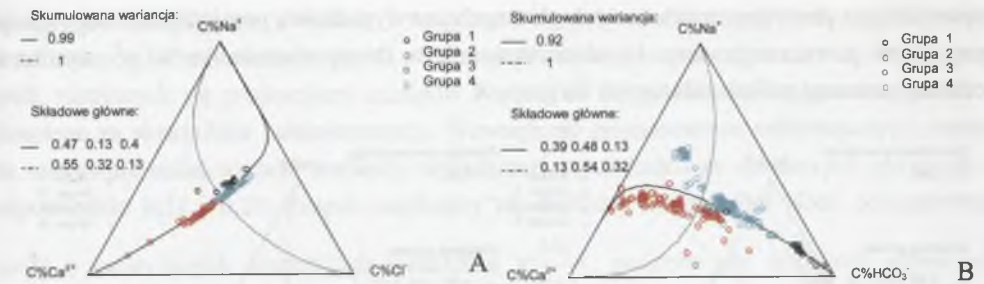
Przydatność interpretowania głównych składowych jako modeli trendu polega zatem na możliwości wyznaczenia za ich pomocą trendów odnoszących się do zbiorów próbek, pod warunkiem weryfikacji ich spójności hydrochemicznej. Zgodnie z tym podejściem np. wody grup 3 i 4 (zawierające próbki o silnej mineralizacji) prezentują trend zmian udziałów Na^+ na rzecz Mg^{2+} oraz (w drugiej kolejności) Ca^{2+} . Zależność tę należy wyjaśnić procesami odwrotnej wymiany jonowej; ukierunkowanie osi trendu w kierunku wierzchołka $\%Mg^{2+}$ jest zgodne z tendencją do spadku wskaźnika $r \frac{Ca^{2+}}{Mg^{2+}}$ wraz ze wzrostem mineralizacji wód

podziemnych (Płochniewski, Ważny, 1971). Wyznaczenie składowych głównych daje ponadto możliwość jakościowego porównywania statystycznie zdefiniowanych prawidłowości położenia próbek, reprezentujących różne środowiska hydrochemiczne w przestrzeni kompozycyjnej. Graficznego przykładu dostarcza porównanie opisywanych dalej diagramów kompozycji $\%Mg^{2+}-\%Ca^{2+}-\%Na^+$ lub $\%Na^+-\%Ca^{2+}-\%Cl^-$, obrazujących wody kopalniane KWK „Chwałowice” (rys. 8.4 i 8.6.B) i KWK „Rydułtowy” (rys. 8.16A i B oraz 8.18B).



Rys. 8.4. Diagramy trójkątne przedstawiające składowe główne na tle punktów projekcyjnych pierwotnej (A) i wycentrowanej (B) kompozycji składu wód kopalnianych KWK „Chwałowice” (subkompozycja: $\%Mg^{2+}-\%Ca^{2+}-\%Na^+$)

Fig. 8.4. Principal components on the background of ternary diagrams of the primary (A), and centered (B) composition of mine waters chemistry – the “Chwałowice” mine; (subcomposition $\%Mg^{2+}-\%Ca^{2+}-\%Na^+$)



Rys. 8.5. Diagramy trójkątne przedstawiające składowe główne na tle punktów projekcyjnych wycentrowanych subkompozycji składu wód kopalnianych KWK „Chwałowice”: A - $\%Na^+-\%Ca^{2+}-\%Cl^-$ oraz B - $\%Na^+-\%Ca^{2+}-\%HCO_3^-$

Fig. 8.5. Principal components on the background of ternary diagrams of the centered composition of mine waters chemistry – the “Chwałowice” mine: A - $\%Na^+-\%Ca^{2+}-\%Cl^-$ and B - $\%Na^+-\%Ca^{2+}-\%HCO_3^-$

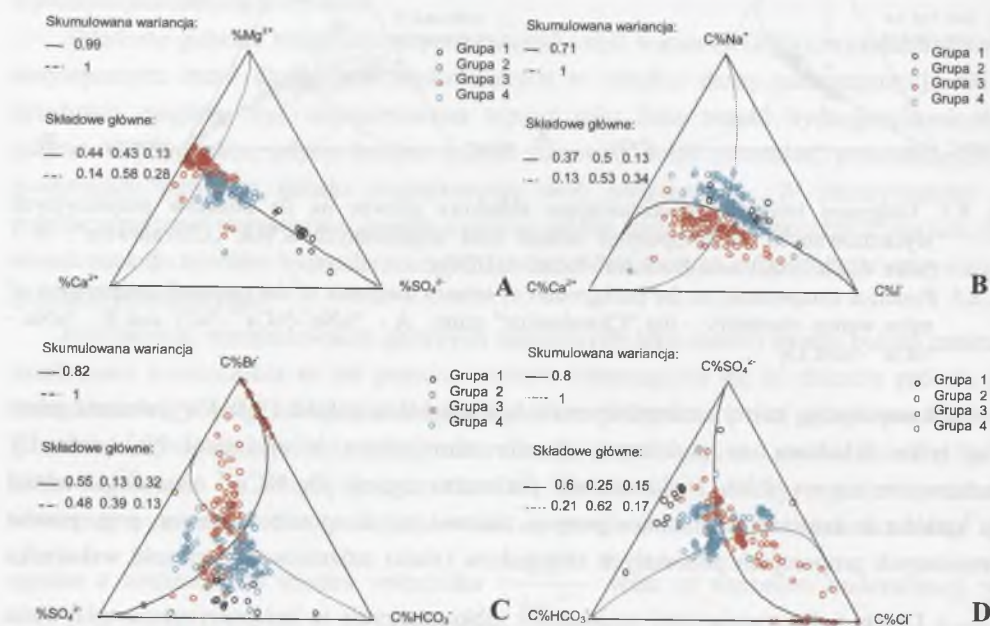
Subkompozycję, której zmienność może być niemal w całości (99%) wyjaśniona przez jedną tylko składową, w podobnym stopniu skorelowaną z udziałami Na^+ oraz Cl^- przedstawiono na rys. 8.5A. Niska wartość parametru regresji dla $\%Ca^{2+}$ oznacza, iż udział tego kationu w analizowanej subkompozycji zmienia się w sposób znaczący, przy prawie niezmiennych proporcjach pozostałych składników (słabo zróżnicowana wartość wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$). Dzięki jednowymiarowej zmienności subkompozycja ta jest precyzyjnie opisywana

także przez wyznaczony wcześniej model log-contrast. Interpretacja przebiegu linii regresji dla pierwszej ze składowych wskazuje, iż zmianom proporcji udziałów Na^+ i Ca^{2+} nie towarzyszą zasadnicze zmiany udziału Cl^- . Jest to odzwierciedleniem dominacji procesów wymiany jonowej w kształtowaniu zmienności stosunku molowego $r \frac{Na^+}{Cl^-}$.

Mimo wysokiej wartości wariacji reprezentowanej przez pierwszą ze składowych - 92% (parametry wektora regresji: (0,39; 0,48; 0,13), wycentrowany diagram subkompozycji $\%Na^+-\%Ca^{2+}-\%HCO_3^-$ (rys. 8.5B) ujawnia zróżnicowanie trendów zmienności składu wód. Odmiennymi trendami charakteryzują się subpopulacje zaliczane do grup 3 i 4. Próbkę zaliczane do grupy 3 cechuje wzrost udziałów Ca^{2+} , podczas gdy dla grupy 4 zauważalny jest wzrost udziałów Na^+ wraz ze spadkiem udziałów HCO_3^- . Subkompozycja ta pozwala na wyraźną separację wydzielonych wcześniej grup wód. Punkty projekcyjne próbek układają się w formie dwu ramion. Ramię bliższe wierzchołkowi $\%Na^+$ reprezentuje niemal wyłącznie wody grupy 4, poziomu 390 m KWK „Chwałowice”, o wskaźniku $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ zbliżonym do

jedności i mineralizacji nieprzekraczającej 100 g/dm^3 . Są to wody formowane pod wpływem rozpuszczania halitu. Drugie z ramion tworzą punkty grupy 4, której chemizm formowany lub modyfikowany jest przez odwrotną wymianę jonową – stąd wzrost udziału Ca^{2+} wraz ze wzrostem mineralizacji i spadkiem udziału wodorowęglanów. Uzyskana linia trendu

odpowiadająca pierwszej ze składowych głównych jest wypadkową pomiędzy liniami regresji opisującymi powyższe procesy. Jej ukierunkowanie w stronę wierzchołka $\%Ca^{2+}$ wynika z liczebnej przewagi próbek należących do grupy 4.



Rys. 8.6. Diagramy trójkątne przedstawiające składowe główne na tle punktów projekcyjnych subkompozycji składu wód kopalnianych KWK „Chwałowice”: A - $\%Mg^{2+}$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%SO_4^{2-}$, oraz wycentrowanych subkompozycji: B - $\%Na^+$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%Γ$ oraz C - $\%Br^-$ - $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^-$; i D - $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^-$ - $\%Cl^-$

Fig. 8.6. Principal components on the background of ternary diagrams of mine waters chemistry composition: A - Mg^{2+} - Ca^{2+} - SO_4^{2-} , and centered subcompositions: B - Na^+ - Ca^{2+} - $Γ$, C - Br^- - SO_4^{2-} - HCO_3^- , and D - SO_4^{2-} - HCO_3^- - Cl^- ; the “Chwałowice” mine

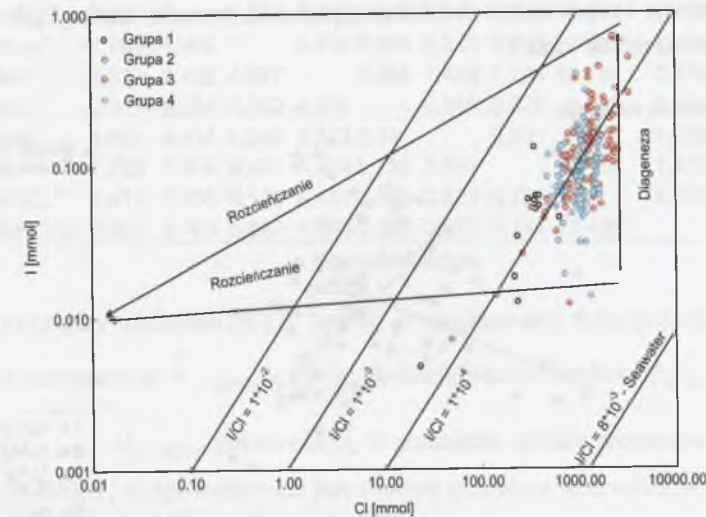
Subkompozycję, której zmienność może być w 99% wyjaśniona przez składową, jednakowo skorelowaną z pozostającymi w niezmiennych proporcjach udziałami Mg^{2+} oraz Ca^{2+} zaprezentowano na diagramie 8.6.A. Niska wartość parametru regresji dla $\%SO_4^{2-}$ dowodzi natomiast, iż udział tego kationu w analizowanej subkompozycji jest silnie zróżnicowany. W subkompozycjach tworzonych przez udziały SO_4^{2-} oraz pary kationów zauważalne są stałe relacje między tymi ostatnimi. Potwierdzają to podobne wartości współczynników pierwszej ze składowych głównych. Obserwacja ta oznacza, iż zmienność udziałów jonów SO_4^{2-} jest niezależna od zmian udziałów analizowanych kationów (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} i K^+). Mało prawdopodobne zatem jest, aby była ona związana z rozpuszczaniem minerałów siarczanowych. Powinno się ją przypisać innym procesom, np. redukcji siarczanów w środowisku wód reliktowych lub wytrącaniu $BaSO_4$ na skutek mieszania z wodami bogatymi w Ba^{2+} .

Subkompozycję, dla której wyznaczono składowe główne charakteryzujące się zróżnicowanymi parametrami wektora regresji, ilustruje kolejna figura (8.6B). Punkty

projekcyjne układają się w formie 3 wyraźnych zespołów, równoległych do osi diagramu, przechodzącej przez wierzchołek $\%Γ$. Sugeruje to występowanie odpowiedniej liczby grup wód, różniących się proporcjami udziałów Na^+ i Ca^{2+} przy zbliżonej zmienności udziałów trzeciego ze składników subkompozycji. Wewnętrzne zróżnicowanie subkompozycji rzutuje na relatywnie niską wartość wariacji wyjaśnionej przez każdą ze składowych głównych – odpowiednio 0,71 i 0,29. Zespół znajdujący się najbliżej wierzchołka $\%Na^+$ odwzorowuje wody o najwyższych wartościach wskaźnika $r \frac{Na^+}{Cl^-}$, podczas gdy środkowy odpowiada

wodom o wartości $r \frac{Na^+}{Cl^-}$ zbliżonej do 1. Te ostatnie mogą być określone jako mieszanina

wód reliktowych z wodami pochodzącymi z rozpuszczania halitu, obecnego np. w profilu szybu VII KWK „Chwałowice”. Diagram dowodzi, iż zakres zróżnicowania udziałów $Γ$ może być podobny w wodach o różnej charakterystyce hydrochemicznej. Oznaczałoby to również możliwość wzbogacania wód w $Γ$ bez wpływu na proporcję udziałów kationów Na^+ i Ca^{2+} . Uważa się, iż procesy diagenetyczne serii węglonośnej (Chagué-Goff, Fyfe, 1996) powodują wzrost koncentracji jodu bez wpływu na stężenia chlorków. Diagram zależności pomiędzy stężeniami Cl^- oraz $Γ$ dla wód KWK „Chwałowice” zaprezentowano na rys. 8.7. Wtórne zmiany stężeń obydwu składników są związane z późniejszym rozcieńczaniem i procesami mieszania wód.



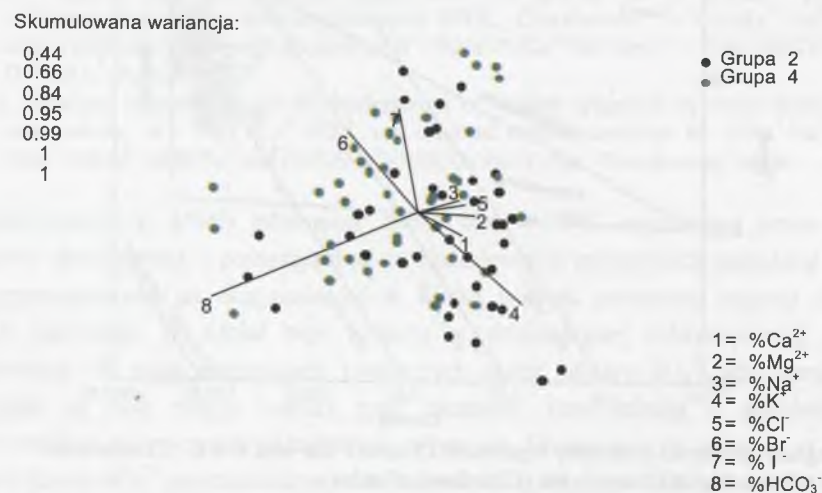
Rys. 8.7. Diagram zależności pomiędzy stężeniami Cl^- oraz I^- dla wód KWK „Chwałowice”
Fig. 8.7. The relationship of Cl^- vs. I^- - the „Chwałowice” mine

Subkompozycje $\%Br^-$ - $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^-$ i $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^-$ - $\%Cl^-$ (rys.8.6C i 8.6D) prezentują odmienne relacje pomiędzy proporcjami $SO_4^{2-} : HCO_3^-$ a trzecim elementem subkompozycji. W przypadku kompozycji $\%Br^-$ - $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^-$ trzeci z elementów – $\%Br^-$ – jest słabo zmienny w stosunku do pozostałych. Świadczą o tym wysokie wartości parametru regresji wyznaczonego dlań w obrębie obydwu składowych głównych – odpowiednio 0,55 i

0,48. Przeciwna jest prawidłowość dla kompozycji $\%SO_4^{2-}-\%HCO_3^{-}-\%Cl^{-}$, gdzie trzeci z elementów – $\%Cl^{-}$ – wykazuje największą zmienność (parametry 0,15 i 0,17). Tak wyraźne różnice pomiędzy opisanymi kompozycjami wskazują, iż udziały jonów chlorkowych i bromkowych w badanej populacji charakteryzuje brak ścisłej korelacji. Nie oznacza to jednak braku istnienia odpowiednich więzi korelacyjnych wewnątrz podzbiorów, jakimi są poszczególne grupy wydzielone wcześniej metodą k-średnich. Udziały zmiennych wewnątrz obydwu analizowanych subkompozycji są wobec siebie niezależne, dowodzi tego zilustrowana diagramami struktura subkompozycji oraz wartości pierwszej składowej głównej. Zatem, procesy sterujące udziałami jonów Br^{-} i Cl^{-} w składzie analizowanych wód należy także uznać za w znacznym stopniu niezależne albo też dopatrywać się istnienia zjawisk powodujących odmienne zachowanie obydwu jonów – np. rozpuszczania halitu (ubogiego w Br^{-}) lub ewaporacji wody morskiej.

Wody kopalniane KWK „Borynia”

Analizowane kompozycje danych złożonych, opisujących skład wód kopalnianych KWK „Borynia”, obejmowały udziały procentowe jonów głównych oraz jonu jodkowego i bromkowego. Wykorzystano 86 kompozycji o niezerowych wartościach elementów składowych. Rysunek. 8.8 przedstawia biplot zbioru danych, z wyłączeniem udziałów SO_4^{2-} , których wariancje są o rząd wielkości wyższe niż w przypadku pozostałych składników. Z analizy wykluczono także wody wyznaczonych wcześniej grup 1 i 3 – stanowiły one nieliczne populacje (odpowiednio 5 i 10 przypadków), ponadto analizy ich chemizmu nie obejmowały oznaczeń Br^{-} oraz I^{-} .



Rys. 8.8. Biplot danych składu wód kopalnianych KWK „Borynia”
Fig. 8.8. Biplot of mine waters chemistry – the “Borynia” mine

Pierwsza z wydzielonych składowych głównych wyjaśnia 44% wariancji, a razem z drugą pozwala na interpretację 66% wariancji w obrębie analizowanego zestawu danych. Najdłuższymi wiązaniami biplotu są: $\%HCO_3^{-} - \%K^{+}$, $\%HCO_3^{-} - \%I^{-}$ oraz $\%Br^{-} - \%K^{+}$, co

wskazuje na znaczną zmienność proporcji logarytmicznych (log-ratio) $\ln(\%HCO_3^{-}/\%K^{+})$, $\ln(\%HCO_3^{-}/\%I^{-})$ oraz $\ln(\%Br^{-}/\%K^{+})$. Oznacza to, iż w badanych próbkach brak stałej proporcji pomiędzy udziałami odpowiednich jonów. Współliniowe usytuowanie wierzchołków $\%I^{-}$, $\%Na^{+}$ oraz $\%K^{+}$ sugeruje jednowymiarową zmienność odpowiadającą im subkompozycji, co umożliwi skuteczne przeprowadzenie analizy składowych głównych oraz określenie formuły log-contrast pomiędzy udziałami wymienionych jonów. Położenie wierzchołka $\%HCO_3^{-}$ w znacznym oddaleniu od pozostałych sugeruje, iż udziały tego jonu są uzależnione od indywidualnego czynnika, nieoddziałującego tak intensywnie na pozostałe zmienne. Wody o wysokich udziałach wodorowęglanów charakteryzuje niewielki udział pozostałych jonów oraz mineralizacja. Widoczne sąsiedztwo wierzchołków $\%Br^{-}$ oraz $\%I^{-}$ pozwala na wysunięcie przypuszczenia o istnieniu związków pomiędzy przyczynami zmian udziałów tych elementów w wodach kopalnianych KWK „Borynia”. Przeciwnie ukierunkowanie promieni $\%Br^{-}$ oraz $\%K^{+}$ i $\%Ca^{2+}$ wynika z faktu, iż wody o znacznych udziałach Br^{-} są relatywnie uboższe w K^{+} oraz Ca^{2+} . Tabelę zmienności elementów analizowanej kompozycji przedstawiono poniżej (tab. 8. 5).

Tabela 8. 5
Tabela zmienności populacji analiz wód kopalnianych KWK „Borynia”

Udziały	$\%Ca^{2+}$	$\%Mg^{2+}$	$\%Na^{+}$	$\%K^{+}$	$\%Cl^{-}$	$\%Br^{-}$	$\%I^{-}$	$\%SO_4^{2-}$	$\%HCO_3^{-}$	Wariancje
$\%Ca^{2+}$		0,227	0,336	0,764	0,284	0,881	0,963	10,178	1,441	
$\%Mg^{2+}$	0,217		0,052	0,465	0,029	0,642	0,722	10,133	1,413	
$\%Na^{+}$	-1,705	-1,922		0,514	0,005	0,545	0,603	9,625	1,318	
$\%K^{+}$	2,322	2,105	4,027		0,488	1,424	1,184	10,754	1,879	
$\%Cl^{-}$	-2,007	-2,224	-0,302	-4,329		0,565	0,638	9,827	1,363	
$\%Br^{-}$	4,634	4,418	6,340	2,313	6,641		0,901	8,308	1,138	
$\%I^{-}$	7,725	7,509	9,431	5,404	9,732	3,091		9,124	1,474	
$\%SO_4^{2-}$	7,473	7,256	9,178	5,151	9,480	2,839	-0,252		6,060	
$\%HCO_3^{-}$	3,981	3,765	5,687	1,660	5,988	-0,653	-3,744	-3,492		
Wartości średnie										

Relacja pomiędzy udziałami HCO_3^{-} oraz K^{+} w analizowanej subpopulacji charakteryzuje się najwyższą zmiennością: $\hat{\tau}_{K-HCO_3} = 1,879$. Dodatnia wartość średniej $\hat{\xi}_{K-HCO_3} = 1,660$ oraz nierówność $\sqrt{\hat{\tau}_{K-HCO_3}} < \hat{\xi}_{K-HCO_3}$ potwierdzają, iż przeciętne udziały procentowe K^{+} są wyższe od wartości dla HCO_3^{-} , co spowodowane jest znaczną przewagą wód reliktowych i wód strefy utrudnionej wymiany w analizowanej populacji.

Wiązania $\%HCO_3^{-} - \%I^{-}$ oraz $\%Br^{-} - \%K^{+}$ są do siebie niemal prostopadłe, prawdopodobnie więc proporcje logarytmiczne udziałów: $\ln(\%HCO_3^{-}/\%I^{-})$ oraz $\ln(\%Br^{-}/\%K^{+})$ są wobec siebie niezależne. Wynikająca stąd hipoteza o niezależności subkompozycji: $\%HCO_3^{-} - \%I^{-}$ oraz $\%Br^{-} - \%K^{+}$ została zweryfikowana na podstawie odpowiednich testów formalnych. Wyniki testów zgodności z rozkładem normalnym obydwu subkompozycji przedstawia tab. 8.6.

Wykonane obliczenia dowiodły, iż analizowane rozkłady proporcji $\ln(\%HCO_3^-/\%I^-)$ oraz $\ln(\%Br^-/\%K^+)$ nie wykazują rozbieżności z rozkładem normalnym na poziomie istotności powyżej 10%, co równocześnie pozwoliło na wykonanie testu niezależności analizowanych subkompozycji.

Zależności pomiędzy transformowanymi kompozycjami $\ln(\%HCO_3^-/\%I^-)$ oraz $\ln(\%Br^-/\%K^+)$ zbadano za pomocą testu niezależności subkompozycyjnej (subcompositional independence; Aitchison, 2003b), zakładając ich zgodność z rozkładem logistyczno-normalnym.

Test ten polega na porównaniu wartości wyrażenia:

$$N \cdot \left\{ \ln \left(\frac{\hat{\Sigma}_{11} \hat{\Sigma}_{22}}{\hat{\Sigma}_{21} \hat{\Sigma}_{12}} \right) - \ln \left(\frac{\hat{\Sigma}_{11} \hat{\Sigma}_{22}}{\hat{\Sigma}_{21} \hat{\Sigma}_{12}} \right) \right\} \quad (8.13)$$

wobec wyższych kwantyli zmiennej o rozkładzie:

$$\chi^2 \{ (c-1)(d-c) \}, \quad (8.14)$$

gdzie: $\hat{\Sigma}_g$ macierze kowariancji z próby;

d – liczba wymiarów analizowanej kompozycji (dla kompozycji złożonej z D elementów $d = D-1$);

c – liczba wymiarów analizowanej subkompozycji (dla subkompozycji złożonej z C elementów $c = C$).

Obliczono wysokie, wynoszące 0,998, prawdopodobieństwo niezależności wymienionych subkompozycji (tab. 8.6), co zaprzecza wysuniętemu wcześniej przypuszczeniu na temat możliwych związków między udziałami Br^- oraz I^- . Równocześnie nasuwa się wniosek o zróżnicowaniu procesów kontrolujących relacje pomiędzy $\ln(\%HCO_3^-/\%I^-)$ oraz $\ln(\%Br^-/\%K^+)$. Przyjmując wobec tego związki podwyższonych udziałów wodorowęglanów z wodami infiltracyjnymi, należałoby uznać, iż rozcieńczanie przez te ostatnie wód podziemnych bogatszych w I^- , pochodzących z głębszych poziomów (wywołujące zmiany relacji $\%HCO_3^- - \%I^-$) nie ma wpływu na relację $\%Br^- - \%K^+$. Można bowiem przyjąć, że jest ona zależna od efektów desorpcji Br^- i zjawiska wymiany jonowej $NH_4^+ - K^+$ na materiale warstwy wodonośnej (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002; Manning, Hutcheon, 2004), kontrolującej stężenia tego pierwiastka w wodach podziemnych.

Tabela 8.6

Rezultaty testów zgodności z rozkładem normalnym oraz testu niezależności proporcji $\ln(HCO_3^-/I^-)$ i $\ln(Br^-/K^+) - KWK „Borynia”$

Rozkład	Anderson-Darling	Cramer-von Mises	Watson
$\ln(\%HCO_3^-/\%I^-) - \text{rozkład brzegowy}$	0,461	0,067	0,063
$\ln(\%Br^-/\%K^+) - \text{rozkład brzegowy}$	0,906	0,148	0,139
Rozkład dwuwymiarowy	0,777	0,123	0,059
$\ln(\%HCO_3^-/\%I^-) - \ln(Br^-/K^+) \text{ test niezależności}$			0,998

Biorąc pod uwagę wierzchołki $\%I^-$, $\%Na^+$ oraz $\%K^+$, dokonano próby sformułowania funkcji opisującej związek pomiędzy udziałami wymienionych jonów jako:

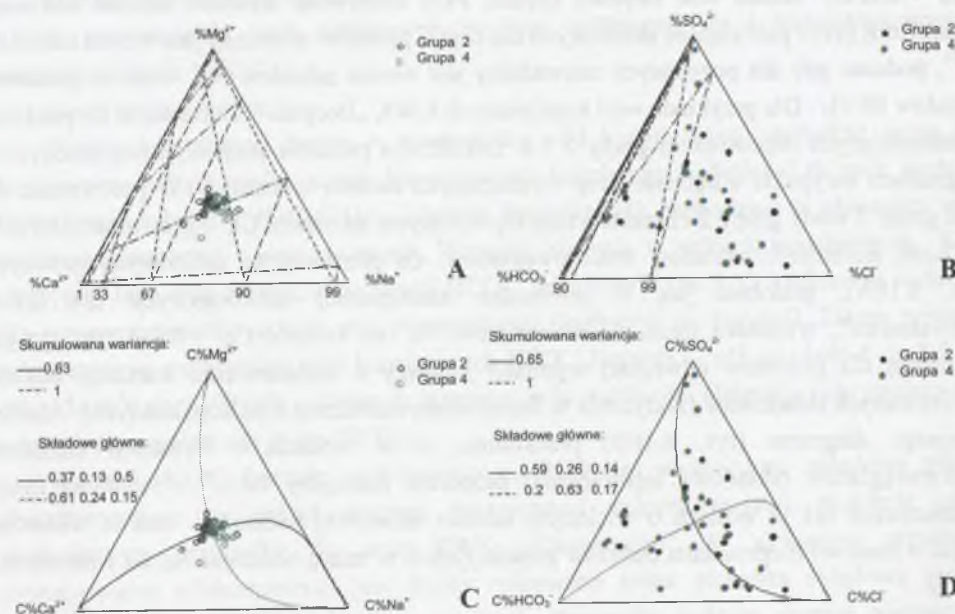
$$\ln(\%I^-) + \ln(\%K^+) - 2\ln(\%Na^+) = \text{const} \quad (8.15)$$

oraz:

$$(\%K^+/\%Na^+) \sim (\%Na^+/\%I^-) \quad (8.16)$$

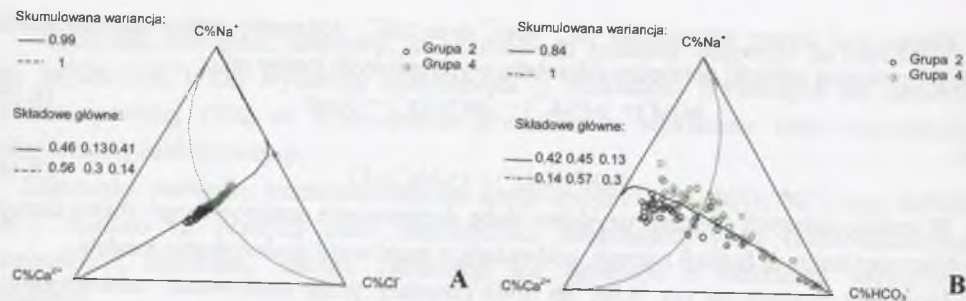
W trakcie dalszych obliczeń uzyskano słabe dopasowanie analizowanego zbioru danych do obliczonej liniowej funkcji regresji, podważające możliwość zastosowania modelu.

Diagramy ukazane na rys. 8.9A do 8.9D powstały przez centrowanie subkompozycji jonów głównych wód kopalnianych KWK „Borynia”. Ułożenie punktów reprezentujących chemizm wód nie umożliwia interpretacji trendów jego zmienności w obrębie analizowanych subkompozycji. Widać jedynie, iż wewnątrz subkompozycji $\%Mg^{2+} - \%Ca^{2+} - \%Na^+$ zaznacza się podział na obydwie analizowane grupy, oparty na względnych udziałach Na, w którym grupę 2 charakteryzują niskie wskaźniki $r \frac{Na^+}{Cl^-}$. Większą czytelnością charakteryzują się natomiast diagramy kolejnych subkompozycji: $\%Mg^{2+} - \%Ca^{2+} - \%Cl^-$ i $\%Na^+ - \%Ca^{2+} - \%HCO_3^-$ (rys. 8.10A i 8.10B).



Rys. 8.9. Diagramy trójkątne przedstawiające wycentrowane kompozycje A - $\%Mg^{2+} - \%Ca^{2+} - \%Na^+$ i B - $\%SO_4^{2-} - \%HCO_3^- - \%Cl^-$ oraz wyznaczone składowe główne - C, D dla wód kopalnianych KWK „Borynia”

Fig. 8.9. Ternary diagrams of the centered compositions: A - $\%Mg^{2+} - \%Ca^{2+} - \%Na^+$, B - $\%SO_4^{2-} - \%HCO_3^- - \%Cl^-$, and the defined principal components - C, D for mine waters chemistry - the “Borynia” mine



Rys. 8.10. Diagramy trójkątne przedstawiające wycentrowane subkompozycje (%Mg²⁺-%Ca²⁺-%Cl⁻ i %Na⁺-%Ca²⁺-%HCO₃⁻) składu wód kopalnianych KWK „Borynia”
 Fig. 8.10. Ternary diagrams of the centered subcompositions: (%Mg²⁺-%Ca²⁺-%Cl⁻ and %Na⁺-%Ca²⁺-%HCO₃⁻) of mine waters chemistry - the “Borynia” mine

Diagram 8.10A ilustruje subkompozycję, której 99% zmienności wyjaśnione jest przez jedną wyłącznie składową, w podobnym stopniu skorelowaną z udziałami Na⁺ oraz Cl⁻. Jest to zależność zbliżona do przedstawionej na analogicznym diagramie dla wód KWK „Chwałowice” (rys. 8.5A). Analogie stwierdza się także dla struktury subkompozycji %Na⁺-%Ca²⁺-%HCO₃⁻ składu wód obydwu kopalń. Przy relatywnie wysokim udziale wariacji wyjaśnionej przez pierwszą ze składowych dla części punktów widoczny jest wzrost udziałów Ca²⁺, podczas gdy dla pozostałych zauważalny jest wzrost udziałów Na⁺ wraz ze spadkiem udziałów HCO₃⁻. Dla przykładu wód kopalnianych KWK „Borynia” odnosi się to do punktów reprezentujących odpowiednio grupy 2 i 4. Lokalizacja punktów projekcyjnych na obydwu diagramach uwypukla odrębność grup wydzielonych metodą k-średnich. W porównaniu do wód grupy 3 wody grupy 2 charakteryzują się wyższymi udziałami Ca²⁺, przy niższych Na⁺ i zbliżonej zmienności udziałów wodorowęglanów. Oś pierwszej ze składowych głównych (rys. 8.10A), podobnie jak w przypadku analogicznej subkompozycji dla KWK „Chwałowice”, wyznacza trend zmian udziałów Na⁺ na korzyść Ca²⁺, dając tym samym ewidencję dla procesów odwrotnej wymiany jonowej w kształtowaniu wariacji udziału analizowanych składników (faktycznie w formowaniu chemizmu wód kopalnianych). Analiza kolejnego diagramu (rys. 8.10B) przekonuje, iż w wodach o wyższych udziałach wodorowęglanów (składowa infiltracyjna) proporcje pomiędzy %Ca²⁺ i %Na⁺ są mniej zróżnicowane niż w wodach o większym udziale składowej reliktowej. Jest to widoczne dzięki wzrostowi rozproszenia punktów projekcyjnych w miarę oddalania się od wierzchołka HCO₃⁻.

W kolejnym przykładzie, dotyczącym subkompozycji %Mg²⁺-%Ca²⁺-%SO₄²⁻ (rys. 8.11A), pierwsza ze składowych odpowiada za 98% całkowitej wariacji. Parametry wektora regresji wynoszą dla zmiennych %Mg²⁺ oraz %Ca²⁺ odpowiednio 0,44 i 0,43. Niski parametr regresji dla %SO₄²⁻ dowodzi wysokiej wariacji proporcji logarytmicznych (logcontrast) pomiędzy wymienioną zmienną a udziałami Ca²⁺ i Mg²⁺. W rozpatrywanym przypadku wynika to z silnego zróżnicowania udziału SO₄²⁻ w analizowanej subkompozycji. Zmienność udziałów SO₄²⁻, niezależna od proporcji udziałów kationów (tutaj Mg²⁺ i Ca²⁺), wyklucza koncepcję na temat związku chemizmu wód z rozpuszczaniem minerałów siarczanowych.

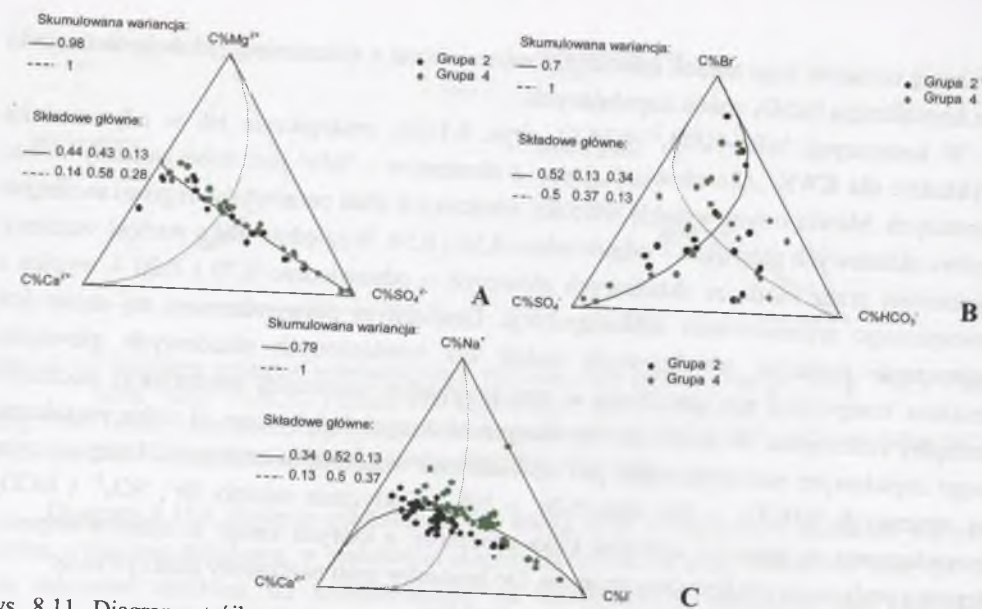
Wariację udziałów tego anionu należałoby zatem wiązać z utlenianiem/redukcją form siarki oraz krystalizacją BaSO₄ z wód kopalnianych.

W kompozycji %Br⁻-%SO₄²⁻-%HCO₃⁻ (rys. 8.11B), analogicznie jak w odpowiednim przykładzie dla KWK „Chwałowice”, jeden z elementów – %Br⁻ jest słabo zmienny wobec pozostałych. Mówią o tym wysokie wartości właściwych dlań parametrów regresji w obrębie obydwu składowych głównych – odpowiednio 0,52 i 0,50. Względnie niska wartość wariacji wyjaśnionej przez każdą ze składowych głównych – odpowiednio 0,70 i 0,30 – wynika z wewnętrznego zróżnicowania subkompozycji. Graficznym potwierdzeniem tej cechy jest rozproszenie punktów projekcyjnych wokół osi wyróżnionych składowych głównych. Struktura kompozycji nie umożliwia w tym przypadku skutecznej interpretacji zależności pomiędzy zmiennymi. W sensie analizy danych złożonych byłyby one od siebie niezależne, czego częściowym potwierdzeniem jest dowiedziona wcześniej niezależność kompozycyjna par zmiennych %HCO₃⁻ – %I⁻ oraz %Br⁻ – %K⁺. Faktycznie udziały Br⁻, SO₄²⁻ i HCO₃⁻ determinowane są przez co najmniej kilka procesów, z których każdy w różnym stopniu i kierunku wpływa na analizowane zmienne. Do procesów tych należałoby zaliczyć m.in.:

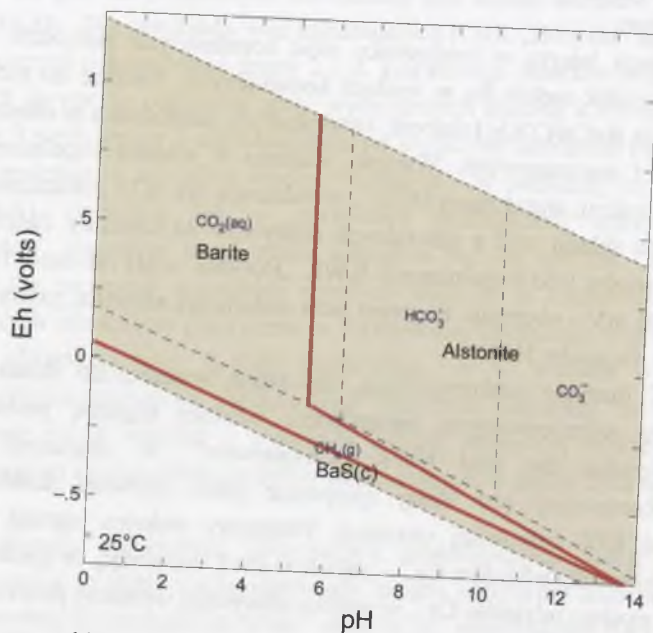
- desorpcję Br⁻ z materiału warstwy wodonosnej,
- utlenianie/redukcję form siarki,
- rozcieńczanie wód reliktowych wodami infiltracyjnymi i technologicznymi o znacznym udziale HCO₃⁻,
- wytrącanie barytu.

Oprócz krystalizacji barytu w środowisku wód kopalnianych zachodzić mogą inne reakcje wywołujące spadek stężeń Ba w wodach kopalnianych. Należą do nich może np. krystalizacja substancji BaCa(CO₃)₂ (alstonit; barytokalcyt), zachodząca w obecności jonów wodorowęglanowych i siarczanowych. Warunki istnienia w wodach kopalnianych KWK „Borynia” tego typu reakcji, angażującej HCO₃⁻, przedstawia rys. 8.12 (obliczenia wykonano dla reprezentatywnego składu wód z naturalnych dopływów do kopalni). Zakres typowego zróżnicowania parametrów wód kopalnianych KWK „Borynia” - pH od około 6 do 8,5 i Eh od +150 mV do +300 mV - obejmuje fragment pola stabilności alstonitu, pokrywający się z odpowiednim polem dla jonów HCO₃⁻.

Rysunek 8.11C ilustruje subkompozycję, dla której wyznaczono składowe główne, charakteryzujące się zróżnicowanymi parametrami wektora regresji, podobnie jak w analogicznym przypadku dla wód KWK „Chwałowice”. W ukazany przykładzie zróżnicowanie subkompozycji jest lepiej opisywane przez pierwszą składową główną, wyjaśniającą niemal 80% całkowitej wariacji. Parametry wektora regresji pierwszej ze składowych – najwyższe dla udziałów Ca²⁺ i najniższe dla I⁻ oznaczają, że spadek udziałów I⁻ jest sprzężony ze wzrostem udziałów Ca²⁺ w wyniku odwrotnej wymiany jonowej.



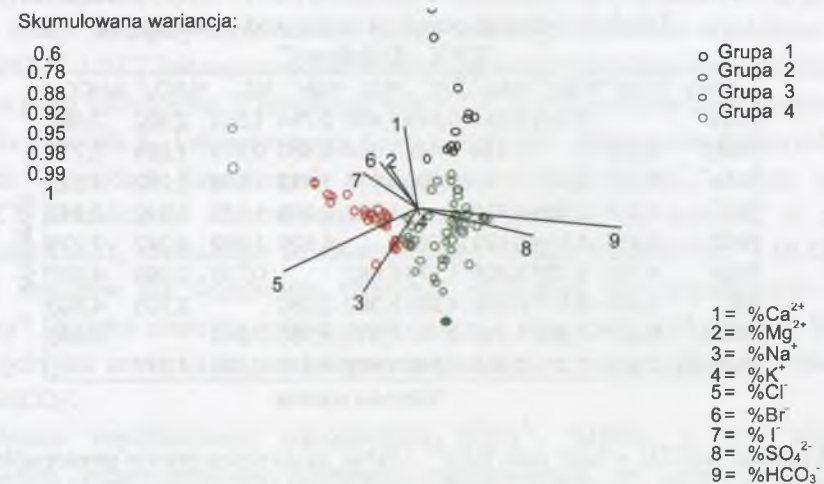
Rys. 8.11. Diagramy trójkątne przedstawiające wycentrowane kompozycje (%Mg²⁺-%Ca²⁺-%SO₄²⁻, %Br⁻-%SO₄²⁻-%HCO₃⁻ i %Na⁺-%Ca²⁺-%I⁻) składu wód kopalnianych KWK „Borynia”
 Fig. 8.11. Ternary diagrams of the centered subcompositions (%Mg²⁺-%Ca²⁺-%SO₄²⁻, %Br⁻-%SO₄²⁻-%HCO₃⁻, and %Na⁺-%Ca²⁺-%I⁻) of mine waters chemistry - the “Borynia” mine



Rys. 8.12. Diagram stabilności form baru i węgla dla reprezentatywnego składu wód KWK „Borynia” na tle potencjału redox oraz pH (temp. 25°C; P 1 atm.). Objasnienia: linia pogrubiona pola stabilności form baru, linia przerywana - pola stabilności form węgla
 Fig. 8.12. Mosaic diagram for the barium-carbon system for an representative mine water from the “Borynia” mine (temp. 25°C; P 1 atm.). Explanations: stability fields of barium forms – bold line; carbon forms – dashed line

Wody kopalniane KWK „Rydułtowy”

Analizowane kompozycje obejmowały udziały procentowe jonów głównych oraz jonu jodkowego i bromkowego. Wykorzystano 93 kompozycje o niezerowych wartościach elementów składowych. Rysunek 8.13 przedstawia biplot analizowanej subkompozycji.



Rys. 8.13. Biplot danych składu wód kopalnianych KWK „Rydułtowy”
 Fig. 8.13. Biplot of mine waters chemistry – the “Rydułtowy” mine

W analizowanym przykładzie pierwsza ze składowych wyjaśnia 60% wariacji zmiennych objętych biplotem, a wraz z drugą pozwala na interpretację 78% całkowitej wariacji w obrębie analizowanej populacji danych. Najdłuższymi wiązaniami biplotu są: %HCO₃⁻ – %Cl⁻, %HCO₃⁻ – %I⁻ oraz %HCO₃⁻ – %Na⁺, co sugeruje, iż najwyższą zmiennością cechują się relacje między udziałami tych właśnie składników (w badanych próbkach brak stałej proporcji pomiędzy nimi). Biorąc pod uwagę całą analizowaną populację, stwierdzono, że jony HCO₃⁻ pochodzą z innego źródła niż wymienione składniki wód. Zróżnicowanie wewnątrzgrupowe jest mniejsze, co uwidacznia odrębne, skupione położenie punktów reprezentujących poszczególne grupy względem osi tworzonej przez wiązanie, np. %HCO₃⁻ – %Cl⁻. Przybliżona współliniowość wierzchołków %Ca²⁺, %Mg²⁺, %Na⁺ oraz %Cl⁻, %SO₄²⁻, %HCO₃⁻ sugeruje jednowymiarową zmienność odpowiadających im subkompozycji. Pozwala to na przeprowadzenie analizy składowych głównych oraz określenie formuł zależności pomiędzy udziałami wymienionych jonów. Wyniki interpretacji graficznej biplotu porównano z wynikami obliczeń zamieszczonymi w tabeli zmienności - tab. 8. 7.

Prezentowane dane dowodzą, iż w analizowanej subpopulacji najwyższą zmiennością charakteryzuje się relacja pomiędzy udziałami HCO₃⁻ oraz Cl⁻: $\hat{\tau}_{Cl-HCO_3} = 7,278$. Dodatnia wartość średniej $\hat{\xi}_{Cl-HCO_3} = 1,863$ oraz nierówność $\sqrt{\hat{\tau}_{Cl-HCO_3}} > \hat{\xi}_{Cl-HCO_3}$ potwierdzają fakt, iż przeciętne udziały procentowe Cl⁻ przekraczają wartości dla HCO₃⁻, ale z drugiej strony w wielu analizowanych kompozycjach udziały HCO₃⁻ są wyższe od udziałów Cl⁻. Odnosi się to

zwłaszcza do grup 1 i 2, obejmujących m. in. wody z szybów oraz próbki pobrane w obrębie terenu Ruchu II KWK „Rydułtowy”, gdzie miąższość nadkładu nie przekracza kilkunastu metrów.

Tabela 8.7
Tabela zmienności populacji analiz wód kopalnianych
KWK „Rydułtowy”

Udziały	%Ca ²⁺	%Mg ²⁺	%Na ⁺	%K ⁺	%Cl ⁻	%Br ⁻	%I ⁻	%SO ₄ ²⁻	%HCO ₃ ⁻
%Ca ²⁺		0,346	2,061	0,849	2,490	0,764	1,563	2,192	3,898
%Mg ²⁺	0,060		1,144	0,449	1,684	0,460	0,973	1,824	3,770
%Na ⁺	-2,107	-2,167		0,806	0,864	1,443	1,608	2,282	4,625
%K ⁺	2,219	2,159	4,326		1,792	0,806	1,186	1,316	2,812
%Cl ⁻	-1,484	-1,544	0,623	-3,703		1,629	1,882	4,242	7,278
%Br ⁻	4,198	4,137	6,305	1,979	5,682		0,736	2,096	4,097
%I ⁻	6,878	6,817	8,985	4,659	8,362	2,680		2,703	4,800
%SO ₄ ²⁻	-0,967	-1,028	1,139	-3,187	0,516	-5,165	-7,845		0,898
%HCO ₃ ⁻	0,379	0,319	2,486	-1,840	1,863	-3,819	-6,499	1,347	

Wartości średnie

Wariancje

Wiązania %HCO₃⁻ – %Br⁻ oraz %Ca²⁺ – %Na⁺ są do siebie prawie prostopadłe, podobnie jak %HCO₃⁻ – %Cl⁻ oraz %Br⁻ – %Na⁺ i %HCO₃⁻ – %Cl⁻ oraz %Ca²⁺ – %K⁺, co sugeruje niezależność odpowiednich par elementów. Równocześnie zmienne połączone wiązaniami są ze sobą ujemnie skorelowane (np. wzrost udziału HCO₃⁻ sprzężony jest ze spadkiem wartości %Br⁻). Generalny wzrost udziału Br⁻ i spadek udziałów Na⁺ na rzecz wzrostu wartości %Ca²⁺ wskazują na obecność w badanej populacji wód podziemnych w różnym stopniu zmienionych w procesie odwrotnej wymiany jonowej. Wyniki testów zgodności z rozkładem normalnym wymienionych subkompozycji przedstawia tab. 8.8.

Tabela 8.8
Rezultaty testów zgodności z rozkładem normalnym oraz testu niezależności rozkładów
proporcji wybranych subkompozycji – KWK „Rydułtowy”

Rozkład	Anderson-Darling	Cramer-von Mises	Watson
ln(%HCO ₃ ⁻ /%Br ⁻) – rozkład brzegowy	2,137	0,318	0,251
ln(%Ca ²⁺ /%Na ⁺) – rozkład brzegowy	4,702	0,858	0,766
Rozkład dwuwymiarowy	0,777	0,123	0,059
ln(%HCO ₃ ⁻ /%Cl ⁻) – rozkład brzegowy	1,089	0,174	0,159
ln(%Br ⁻ /%Na ⁺) – rozkład brzegowy	6,739	1,161	1,011
Rozkład dwuwymiarowy	2,238	0,470	0,300
ln(%HCO ₃ ⁻ /%Cl ⁻) – rozkład brzegowy	1,089	0,174	0,159
ln(%Ca ²⁺ /%K ⁺) – rozkład brzegowy	1,010	0,169	0,140
Rozkład dwuwymiarowy	0,677	0,136	0,130
ln(%HCO ₃ ⁻ /%Cl ⁻) – ln(Ca ²⁺ /K ⁺) test niezależności			0,999

Przeprowadzone obliczenia dowodzą, iż spośród analizowanych rozkładów proporcji jedynie ln(%HCO₃⁻/%Cl⁻) oraz ln(%Ca²⁺/%K⁺) nie wykazują rozbieżności z rozkładem

normalnym na poziomie istotności około 1% dla testów statystyk brzegowych oraz na poziomie powyżej 10% dla testów zgodności z rozkładem dwuwymiarowym. Relacje pomiędzy kompozycjami ln(%HCO₃⁻/%Cl⁻) oraz ln(%Ca²⁺/%K⁺) zbadano za pomocą testu niezależności subkompozycyjnej. Obliczone prawdopodobieństwo niezależności wymienionych subkompozycji wynosi ponad 0,99. Oznacza to, iż niejednakowe są zjawiska regulujące relacje pomiędzy odpowiednimi parami zmiennych (udziałów składników wód). Relacja %HCO₃⁻ z %Cl⁻ jest najprawdopodobniej regulowana zjawiskami rozcieńczania wód reliktowych przez infiltracyjne. Wzbogacenie wód w Ca²⁺ jest zjawiskiem konkurencyjnym w stosunku do przyrostu K⁺ i skorelowanego z nim udziału Na⁺. Wraz z wzrastającą rolą wód reliktowych w wodach kopalnianych rosną proporcje %Ca²⁺/%Na⁺, a tym samym %Ca²⁺/%K⁺. Niezależność obserwowanych zjawisk pozwala na wniosek, iż proces rozpuszczania CaCO₃, prowadzący do równoczesnego wzrostu udziałów Ca²⁺ i HCO₃⁻, ma niewielkie znaczenie dla formowania chemizmu większości wód kopalnianych KWK „Rydułtowy”. Wyjątek stanowią jedynie wody grupy 1 oraz część wód grupy 2, których punkty projekcyjne zawierają się pomiędzy ramionami biplotu, odpowiadającymi zmiennym %Ca²⁺ i %HCO₃⁻.

Przybliżona współliniowość wierzchołków %SO₄²⁻, %HCO₃⁻ i %Cl⁻ wskazuje prawdopodobną jednowymiarową zmienność odpowiadającą im subkompozycji. Dla analizowanej kompozycji, opisującej wody kopalniane KWK „Rydułtowy”, uzyskano następujący log-contrast:

$$3\ln(\%HCO_3^-) + \ln(\%Cl^-) - 4\ln(\%SO_4^{2-}) = -3,4 \quad (8.17)$$

oraz:

$$(\%Cl^-/\%SO_4^{2-}) \sim (\%SO_4^{2-}/\%HCO_3^-)^3 \quad (8.18)$$

Zależność ta jest najbardziej wyraźna dla wód wielojonowych strefy aktywnej wymiany, gdzie proporcje wymienionych składników są do siebie zbliżone, przy niewielkiej przewadze udziałów SO₄²⁻ i HCO₃⁻, co zobrazowano w postaci graficznej (rys. 8.14). Prawdliwość przyjętego modelu log-contrast potwierdza relatywnie wysokie dopasowanie wartości obserwowanych z analizowanego zbioru danych do obliczonej liniowej funkcji regresji.

Zależności dla kolejnych subkompozycji wyznaczono następująco:

dla %Ca²⁺, %Cl⁻, %I⁻:

$$2\ln(\%Ca^{2+}) + \ln(\%Cl^-) - 3\ln(\%I^-) = 22,7 \quad (8.19)$$

oraz:

$$(\%Cl^-/\%I^-) \sim (\%I^-/\%Ca^{2+})^2; \quad (8.20)$$

dla %Ca²⁺, %Cl⁻ i %Br⁻

$$4\ln(\%Ca^{2+}) + \ln(\%Cl^-) - 5\ln(\%Br^-) = 23,1 \quad (8.21)$$

oraz

$$(\%Cl^-/\%Br^-) \sim (\%Br^-/\%Ca^{2+})^4; \quad (8.22)$$

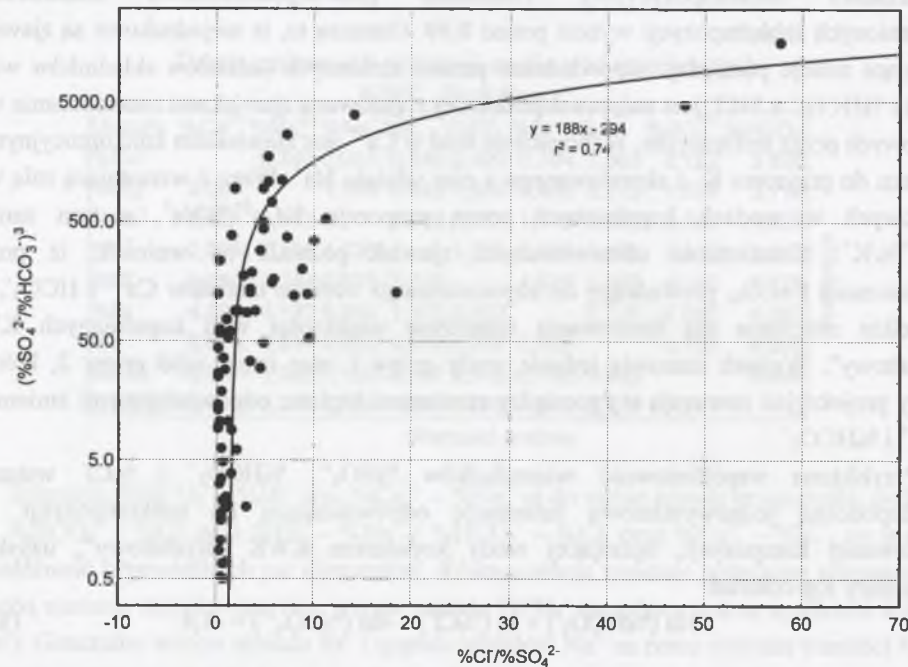
dla %Ca²⁺, %Na⁺ i %Mg²⁺

$$3\ln(\%Ca^{2+}) + \ln(\%Na^+) - 4\ln(\%Mg^{2+}) = 2,6 \quad (8.23)$$

oraz

$$(\%Na^+/\%Mg^{2+}) \sim (\%Mg^{2+}/\%Ca^{2+})^3. \quad (8.24)$$

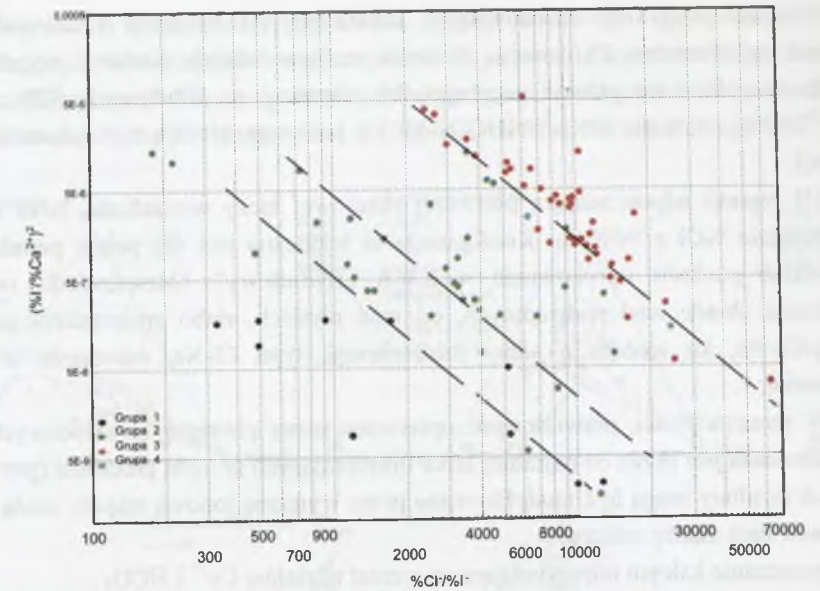
Niskie współczynniki dopasowania wartości obserwowanych do wyznaczonych funkcji regresji liniowej ($R^2 < 0,34$) świadczą o niewielkim stopniu wyjaśnienia wariancji przez przyjęte modele log-contrast dla powyższych trzech subkompozycji.



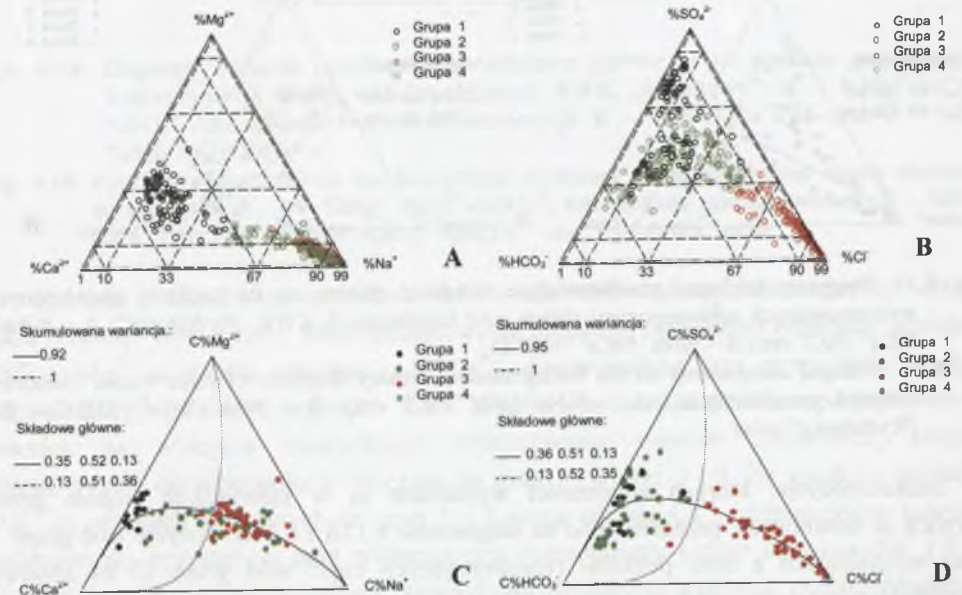
Rys. 8.14. Zależność $(\%SO_4^{2-}/\%HCO_3^3)$ względem $(\%Cl/\%SO_4^{2-})$ dla wód kopalnianych KWK „Rydułtowy”
Fig. 8.14. The relationship of $(\%Cl/\%SO_4^{2-})$ vs. $(\%SO_4^{2-}/\%HCO_3^3)$ - the “Rydułtowy” mine

Zwraca uwagę fakt, iż w przypadku subkompozycji $\%Ca^{2+}$, $\%Cl$, $\%I$ graficzna reprezentacja zależności pomiędzy udziałami odpowiednich jonów (rys. 8.15) pozwala na wyróżnienie 3 subpopulacji próbek, charakteryzujących się liniową zależnością $(\%Cl/\%I)$ od $(\%I/\%Ca^{2+})^2$, przy zbliżonym współczynniku kierunkowym (a) i zróżnicowanym wyrazie wolnym (b). Sprzężenie spadku wartości wskaźnika udziałów $(\%I/\%Ca^{2+})^2$ ze wzrostem proporcji $\%Cl/\%I$ można wyjaśnić rosnącymi, w wodach kopalnianych, udziałami wód reliktowych i silnie zmineralizowanych, wzbogaconych w Ca^{2+} . Istnienie kilku opisanych wyżej subpopulacji wynika ze zróżnicowanego udziału Ca^{2+} , związanego z udziałem komponenty reliktywnej w wodach kopalnianych lub z intensywnością odwrotnej wymiany jonowej kształtującej chemizm wód grup 3 i 4.

Oryginalne subkompozycje jonów głównych wód kopalnianych KWK „Rydułtowy” przedstawiają diagramy ukazane na rys. 8.16A i 8.16B. Ich interpretacja, przeprowadzona identycznie jak dla diagramów Piper’a, potwierdza czytelność klasyfikacji wód, przeprowadzonej wcześniej za pomocą grupowania metodą k-średnich. Rysunki 8.16C i 8.16D powstały przez wycentrowanie kompozycji oryginalnych i zredukowanie pierwotnej liczby punktów projekcyjnych o 66%, w celu wyraźniejszej wizualizacji. Analiza składowych głównych była prowadzona na podstawie pełnej liczby analiz.



Rys. 8.15. Zależność $(\%I/\%Ca^{2+})^2$ względem $(\%Cl/\%I)$ dla wód kopalnianych KWK „Rydułtowy”.
Objaśnienia w tekście
Fig. 8.15. The relationship of $(\%Cl/\%I)$ vs. $(\%I/\%Ca^{2+})^2$ - the “Rydułtowy” mine . Explanations in the text



Rys. 8.16. Diagramy trójkątne przedstawiające kompozycje: $\%Mg^{2+}$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%Na^+$ i $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^3$ - $\%Cl^-$ składu wód kopalnianych KWK „Rydułtowy”
Fig. 8.16. Ternary diagrams of the composited ions $\%Mg^{2+}$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%Na^+$ and $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^3$ - $\%Cl^-$ of mine waters chemistry - the “Rydułtowy” mine

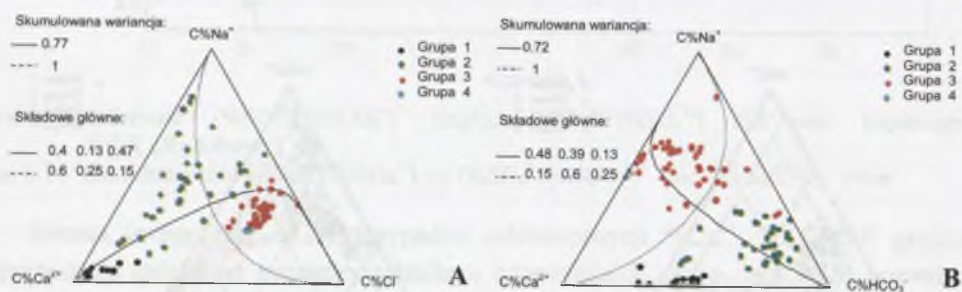
Charakterystyki dla analizowanych subkompozycji kationów i anionów wykazują znaczne podobieństwo. Zbliżone są do siebie zarówno udziały wariacji wyjaśnianej przez wyróżnione składowe główne (w przypadku pierwszej ze składowych: 92% dla $\%Mg^{2+}$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%Na^+$ i 95% dla $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^-$ - $\%Cl^-$), jak i odpowiadające im parametry wektorów regresji.

Oś regresji odpowiadająca pierwszej składowej łączy wierzchołki $\%Na$ z $\%Ca$ oraz odpowiednio $\%Cl$ z $\%HCO_3$. Konfiguracja ta widoczna jest dla pełnej populacji wód ze wszystkich punktów opróbowania w KWK „Rydułtowy”. Odzwierciedla ona pionową strefowość składu wód podziemnych, od wód płytkich, słabo zmineralizowanych, typów HCO_3 - Ca - Na , ku wodom o silnej mineralizacji, typu Cl - Na , należącym do głębokich poziomów.

W rzeczywistości, prawidłowość opisywana przez pierwszą ze składowych głównych ukształtowana jest przez co najmniej kilka interferujących ze sobą procesów (por rozdz. 7.1), których rezultaty mogą być modyfikowane przez wymianę jonową między wodą a skałą. Do procesów tych należy zaliczyć:

- rozpuszczanie kalcytu odpowiadające za wzrost udziałów Ca^{2+} i HCO_3^- ,
- utlenianie siarczków - wzrost udziałów Ca^{2+} i równocześnie HCO_3^- i SO_4^{2-} ,
- rozpuszczanie gipsów - wzrost udziałów Ca^{2+} , HCO_3^- i SO_4^{2-} .

Przekonuje o tym interpretacja kolejnych subkompozycji (rys. 8.17).

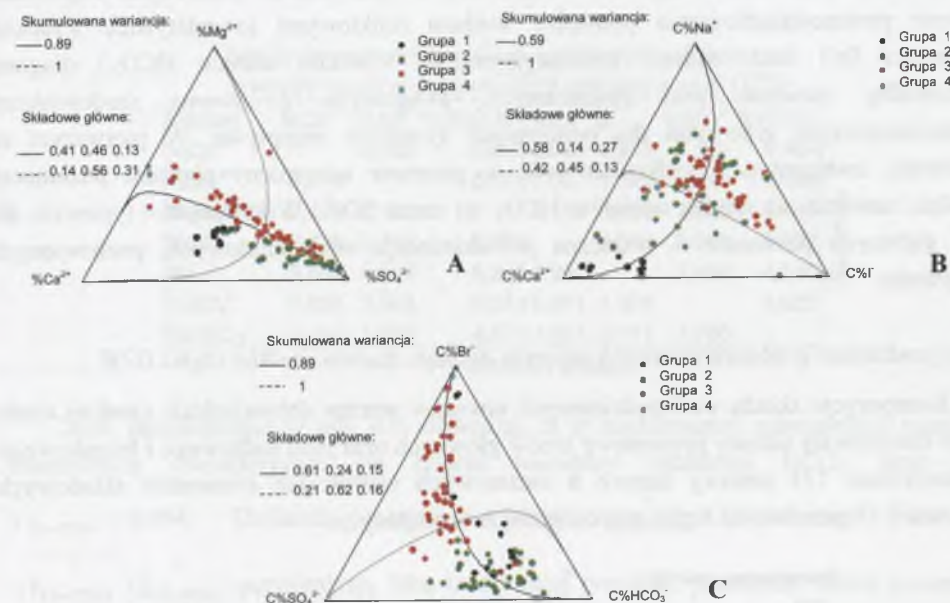


Rys. 8.17. Diagramy trójkątne przedstawiające składowe główne na tle punktów projekcyjnych wycentrowanych subkompozycji składu wód kopalnianych KWK „Rydułtowy”: A – $\%Na^+$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%Cl^-$ oraz B – $\%Na^+$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%HCO_3^-$

Fig. 8.17. Principal components on the background of ternary diagrams of mine waters chemistry centered compositions: A – $\%Na^+$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%Cl^-$ oraz B – $\%Na^+$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%HCO_3^-$ - the “Rydułtowy” mine

Subkompozycje, których zmienności wyjaśniane są w niewysokim stopniu przez pierwsze ze składowych, przedstawiono na diagramach 8.17A i 8.17B. Pozycja wód grupy 1 (oraz sąsiadujących z nimi punktów reprezentujących część wód grupy 2) na obydwu diagramach pozwala na powiązanie pochodzenia ich chemizmu ze zjawiskiem rozpuszczania $CaCO_3$. W przypadku pozostałej części wód grupy 2 zauważalny jest wpływ zjawiska rozpuszczania gipsów oraz wymiany jonowej – świadczy o tym przesunięcie położenia punktów w kierunku wzrostu udziałów Na^+ . To właśnie położenie punktów projekcyjnych

w obydwu diagramach (przesunięcie wzdłuż osi drugiej składowej) sugeruje silny udział procesów związanych z kolejną składową (tutaj wymianą jonową) w kształtowaniu całkowitej zmienności subkompozycji. Uzyskany obraz jest odmienny od zależności wyznaczonych dla wód KWK „Chwałowice” i KWK „Borynia” oraz opisanych dalej dla czeskiej części GZW.



Rys. 8.18. Diagramy trójkątne przedstawiające składowe główne na tle punktów projekcyjnych wycentrowanych subkompozycji składu wód kopalnianych KWK „Rydułtowy”: A – $\%Mg^{2+}$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%SO_4^{2-}$ oraz wycentrowanych subkompozycji: B – $\%Na^+$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%I^-$ oraz C – $\%Br^-$ - $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^-$

Fig. 8.18. Principal components on the background of ternary diagrams of mine waters chemistry subcomposition: A – $\%Mg^{2+}$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%SO_4^{2-}$, and centered subcompositions: B – $\%Na^+$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%I^-$, and C – $\%Br^-$ - $\%SO_4^{2-}$ - $\%HCO_3^-$ - the “Rydułtowy” mine

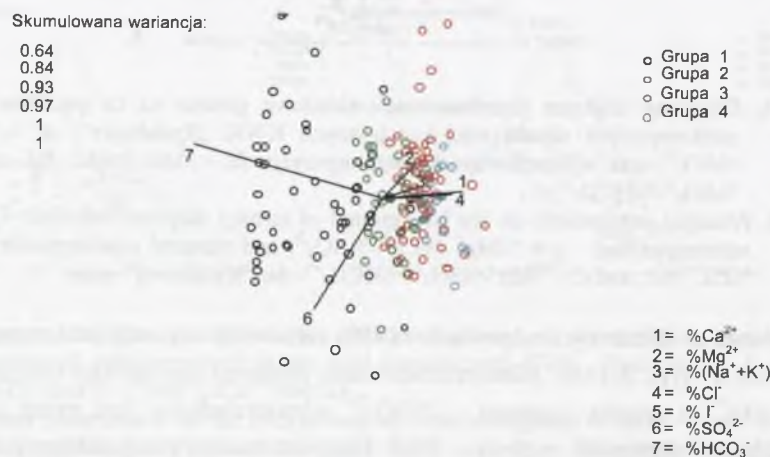
Pierwsza ze składowych odpowiada za 89% całkowitej wariacji subkompozycji $\%Mg^{2+}$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%SO_4^{2-}$ (rys. 8.18A). Silne zróżnicowanie proporcji log-contrast pomiędzy udziałami Ca^{2+} i Mg^{2+} a trzecią zmienną - $\%SO_4^{2-}$ odzwierciedlone jest przez niską wartość odpowiedniego parametru regresji – 0,13. Diagram analizowanej subkompozycji pozwala również na wykrycie niewielkiego zróżnicowania trendów zmienności, którymi charakteryzują się subpopulacje zaliczane do grup 1 i 2 oraz 3 i 4. Ze spadkiem udziałów SO_4^{2-} w próbkach zaliczanych do grup 1 i 2 rosną udziały Ca^{2+} (rozpuszczanie kalcytu), natomiast dla pozostałych grup widoczny jest równomierny wzrost udziałów Na^+ i Ca^{2+} (dominacja wód podziemnych strefy stagnacji lub utrudnionej wymiany, charakteryzujących się zaawansowanym procesem redukcji siarczanów).

Konfiguracja punktów projekcyjnych reprezentujących chemizm wód subkompozycji $\%Na^+$ - $\%Ca^{2+}$ - $\%I^-$ (rys. 8.18B) nie umożliwia jednoznacznej interpretacji trendów jego zmienności.

Subkompozycja $\%Br-\%SO_4^{2-}-\%HCO_3^-$ (rys. 8.18C) wyróżnia się swą jednowymiarową zmiennością na tle pozostałych, analizowanych wód kopalnianych. Świadczy o tym wysoka, wynosząca 89%, wartość wariancji wyjaśnianej przez pierwszą ze składowych. Skrajne wartości współczynników wektora regresji odpowiadającego tej składowej przypisane są udziałom Br^- oraz wodorowęglanów. Przyjąwszy, że pierwsza ze składowych odpowiada głównie procesowi mieszania pomiędzy wodami reliktowymi (o relatywnie wysokiej zawartości Br^-) oraz wodami infiltracyjnymi (o wysokim udziale HCO_3^-) diagram ilustrowałby istnienie wód podziemnych, związanych z dwoma środowiskami hydrochemicznymi typowymi dla odmiennych systemów przepływu. W pierwszym ze środowisk, związanym z wnikaniem wód w górotwór udroźniony płytkimi poziomami kopalni, zaznacza się spadek udziałów HCO_3^- na rzecz SO_4^{2-} . W kolejnym – typowym dla wód głębszych poziomów – widoczna jest dominacja wód reliktowych, pozbawionych siarczanów.

Wody podziemne grubodetrytycznych utworów dolnego badenu czeskiej części GZW

Kompozycje składu wód podziemnych utworów warstw dębowieckich czeskiej części GZW obejmowały udziały procentowe jonów głównych oraz jonu jodkowego i bromkowego. Wykorzystano 193 zestawy danych o niezerowych wartościach elementów składowych. Rysunek 8.19 przedstawia biplot analizowanej subkompozycji.



Rys. 8.19. Biplot danych składu wód podziemnych grubodetrytycznych utworów dolnego badenu
Fig. 8.19. Biplot of groundwaters chemistry – the coarse-grained Lower Badenian aquifer

W analizowanym przykładzie pierwsza ze składowych wyjaśnia 64% wariancji wraz z drugą, pozwalając na interpretację 84% całkowitej wariancji wewnątrz analizowanej populacji danych. Najdłuższymi wiązaniami biplotu są: $\%HCO_3^- - \%Ca^{2+}$ i $\%SO_4^{2-} - \%Mg^{2+}$, co sugeruje, iż w badanych próbkach brak stałej proporcji pomiędzy udziałami odpowiednich jonów. Wierzchołki $\%HCO_3^-$, $\%(Na^+K^+)$ oraz $\%Cl^-$ położone są współliniowo, sygnalizując jednowymiarową zmienność odpowiadających im subkompozycji. Pozwala to na przeprowadzenie analizy składowych głównych oraz

określenie formuł zależności pomiędzy udziałami wymienionych jonów. Porównania wyników interpretacji graficznej biplotu dokonano na podstawie rezultatów obliczeń zamieszczonych w tabeli zmienności (tab. 8.9).

Tabela 8.9
Tabela zmienności populacji analiz wód podziemnych utworów warstw dębowieckich czeskiej części GZW

Udziały	$\%Ca^{2+}$	$\%Mg^{2+}$	$\%(Na^+K^+)$	$\%Cl^-$	$\%I^-$	$\%SO_4^{2-}$	$\%HCO_3^-$
$\%Ca^{2+}$		0,742	0,628	0,668	0,817	3,224	6,464
$\%Mg^{2+}$	0,312		0,701	1,067	1,122	2,999	4,698
$\%(Na^+K^+)$	-2,429	-2,741		0,155	0,409	2,325	4,463
$\%Cl^-$	-2,436	-2,748	-0,007		0,542	2,983	5,997
$\%I^-$	5,856	5,544	8,285	8,292		2,458	4,840
$\%SO_4^{2-}$	3,895	3,583	6,324	6,331	-1,961		3,626
$\%HCO_3^-$	2,145	1,833	4,574	4,581	-3,711	-1,750	

Wariancje

Wartości średnie

Dane zamieszczone w tab. 8.9. dowodzą, iż w analizowanej subpopulacji najwyższą zmiennością charakteryzuje się relacja pomiędzy udziałami HCO_3^- oraz Ca^{2+} :

$\hat{\tau}_{Ca-HCO_3} = 6,464$. Dodatnia wartość średniej $\hat{\xi}_{Ca-HCO_3} = 2,144$ oraz nierówność

$\sqrt{\hat{\tau}_{Ca-HCO_3}} > \hat{\xi}_{Ca-HCO_3}$ potwierdzają fakt, iż dla całej populacji przeciętny udział procentowy Ca^{2+} jest wyższy od wartości dla HCO_3^- .

Z drugiej jednak strony, w wielu analizowanych kompozycjach udziały HCO_3^- są wyższe od udziałów Ca^{2+} . Zależność ta jest uwarunkowana istnieniem dużej liczby próbek wód (grupa 1), bogatych w jony wodorowęglanowe. Są to wody pochodzące z zachodniej części depresji bludowickiej.

Zbliżona do prostopadłości relacja odpowiednich wiązań pozwalała na wysunięcie hipotezy o niezależności subkompozycji: $\%HCO_3^- - \%Ca^{2+}$ oraz $\%SO_4^{2-} - \%Mg^{2+}$. Na podstawie wykonanych obliczeń stwierdzono, iż analizowane rozkłady proporcji $\ln(HCO_3^-/\%Ca^{2+})$ oraz $\ln(\%SO_4^{2-}/\%Mg^{2+})$ nie wykazują rozbieżności z rozkładem normalnym na poziomie istotności powyżej 5%. Zakładając zgodność z rozkładem logistyczno-normalnym, obliczono wysokie, wynoszące 0,978, prawdopodobieństwo niezależności wymienionych subkompozycji (tab. 8.10). Niezależność subkompozycyjna $\ln(HCO_3^-/\%Ca^{2+})$ oraz $\ln(\%SO_4^{2-}/\%Mg^{2+})$ potwierdza fakt, iż proces rozpuszczania gipsów nie ma wpływu na formowanie chemizmu większości wód w utworach dolnego badenu.

Tabela 8.10
Rezultaty testów zgodności z rozkładem normalnym i testu niezależności rozkładów proporcji wybranych subkompozycji składu wód warstw dębowieckich czeskiej części GZW

Rozkład	Anderson-Darling	Cramer-von Mises	Watson
$\ln(\%HCO_3^-/\%Ca^{2+})$ – rozkład brzegowy	0,696	0,117	0,109
$\ln(\%SO_4^{2-}/\%Mg^{2+})$ – rozkład brzegowy	0,560	0,077	0,077
Rozkład dwuwymiarowy	0,674	0,121	0,067
$\ln(\%HCO_3^-/\%Ca^{2+}) - \ln(\%SO_4^{2-}/\%Mg^{2+})$ test niezależności			0,978

Współliniowe położenie wierzchołków $\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)$, $\%\text{Cl}^-$ oraz $\%\text{HCO}_3^-$ wskazuje, iż zmienność odpowiadającej im subkompozycji jest prawdopodobnie jednowymiarowa. Sugeruje to równocześnie możliwość skutecznego przeprowadzenia analizy składowych głównych oraz określenia modelu (formuły) zależności (log-contrast) pomiędzy udziałami wymienionych jonów. Model ten odzwierciedla przeciwstawne procesy wysładzania (spadek udziału sumy jonów $\text{Na}^+\text{+K}^+$ i Cl^- przy równoczesnym podwyższaniu się udziału HCO_3^-) oraz wzrostu udziału wód reliktowych w wodach grubodetrytycznych utworów dolnego badenu.

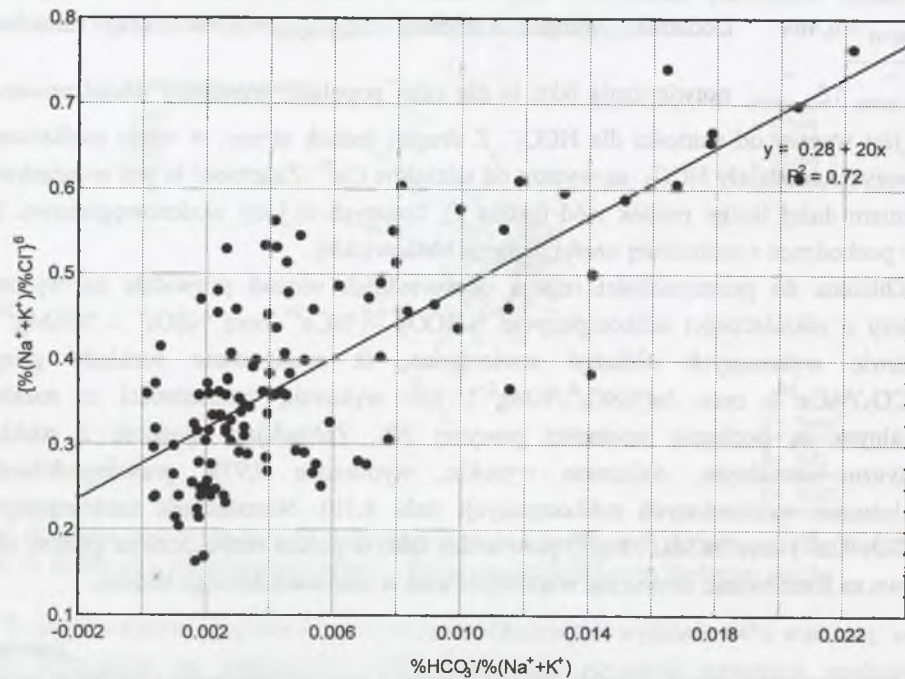
Zależność ta, dla analizowanej kompozycji opisującej wody podziemne warstw dębowieckich czeskiej części GZW, została wyznaczona jako:

$$6\ln(\%\text{Cl}^-) + \ln(\%\text{HCO}_3^-) - 7\ln\{\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)\} = -4,6 \quad (8.25)$$

oraz:

$$\%\text{HCO}_3^-/\%(\text{Na}^+\text{+K}^+) \sim \{\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)/\%\text{Cl}^-\}^6 \quad (8.26)$$

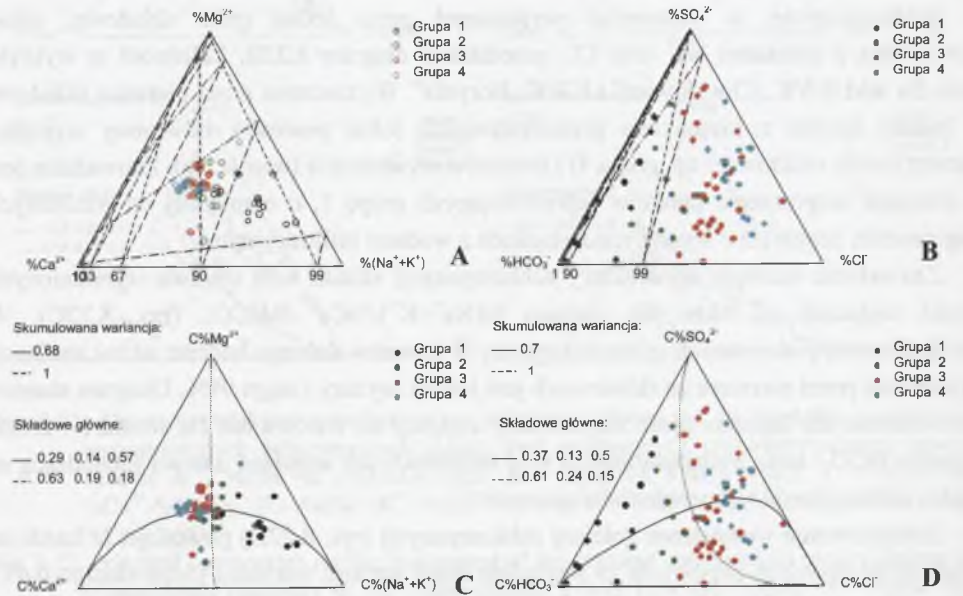
Relację proporcjonalności pomiędzy $\%\text{HCO}_3^-/\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)$ oraz $\{\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)/\%\text{Cl}^-\}^6$ zobrazowano w postaci graficznej (rys. 8.20). Relatywnie wysokie dopasowanie analizowanego zbioru danych do obliczonej liniowej funkcji regresji pozwala na akceptację sformułowanego modelu.



Rys. 8.20. Zależność $\{\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)/\%\text{Cl}^-\}^6$ od $\%\text{HCO}_3^-/\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)$ dla wód utworów warstw dębowieckich czeskiej części GZW (grupy 2, 3 i 4)

Fig. 8.20. Relationship of $\%\text{HCO}_3^-/\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)$ vs $\{\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)/\%\text{Cl}^-\}^6$ for waters of the Dębowiec formation in the Czech part of the USCBA (groups 2, 3 and 4)

Wycentrowane subkompozycje jonów głównych wód podziemnych grubodetrytycznych utworów badenu, pobranych w czeskiej części GZW, przedstawione są na rys. 8.21A do 8.21D. Punkty reprezentujące udziały jonów głównych wód wykazują rozproszenie, stąd niewielkie są też udziały wariancji wyjaśnianej przez poszczególne składowe główne, co nie pozwala na jednoznaczną interpretację subkompozycji. Wydaje się jednak, iż wykreślona w diagramie subkompozycji $\%\text{Mg}^{2+}\text{-}\%\text{Ca}^{2+}\text{-}\%(\text{Na}^+\text{+K}^+)$ oś pierwszej ze składowych głównych (odpowiedzialnej za 68% całkowitej wariancji), będąca osią symetrii dla zbioru punktów projekcyjnych, stanowi graficzne przybliżenie dla porządkującego je trendu liniowego (rys. 8.21C). Czynnikiem wyznaczającym trend jest udział sumy jonów Na^+ oraz K^+ (współczynnik w pierwszej składowej głównej wynosi 0,57), najwyższy w wodach grupy 1. Wody te reprezentują zachodnią część depresji bludowickiej oraz strefy związane z uaktywnieniem przez drenaż górniczy infiltracji wód opadowych (a w konsekwencji także i wymiany jonowej). Odchylenie od opisanego trendu, prezentowane najwyraźniej przez punkty odpowiadające wodom grupy 2, może być efektem odrębnych procesów, związanych z kolejną składową główną o prostopadłej osi. Zwraca uwagę fakt, iż usytuowanie punktów na diagramie kationów pokrywa się z podziałem na wydzielone wcześniej grupy. Kompozycja przedstawiona na rys. 8.21B i 8.21D charakteryzuje się brakiem wyraźnego uporządkowania punktów projekcyjnych. Wpływają na to wysokie zmienności udziałów SO_4^{2-} i HCO_3^- .



Rys. 8.21. Diagramy trójkątne przedstawiające wycentrowane kompozycje $(\%\text{Mg}^{2+}\text{-}\%\text{Ca}^{2+}\text{-}\%(\text{Na}^+\text{+K}^+))$ i $(\%\text{SO}_4^{2-}\text{-}\%\text{HCO}_3^- \text{-}\%\text{Cl}^-)$ składu wód podziemnych grubodetrytycznych utworów badenu

Fig. 8.21. Ternary diagrams of the centered subcompositions $(\%\text{Mg}^{2+}\text{-}\%\text{Ca}^{2+}\text{-}\%(\text{Na}^+\text{+K}^+))$ and $(\%\text{SO}_4^{2-}\text{-}\%\text{HCO}_3^- \text{-}\%\text{Cl}^-)$ – groundwaters chemistry of the coarse-grained Lower Badenian aquifer

Diagram 8.22A przedstawia subkompozycję, o liniowej zmienności (zdefiniowanej przez wyznaczony wcześniej model log-contrast), w 99% wyjaśnioną przez jedną tylko składową, podobnie skorelowaną z udziałami Na^+ oraz Cl^- (parametry 0,40 i 0,47). Niska wartość parametru regresji dla HCO_3^- (0,13) oznacza, iż udział tego kationu w analizowanej subkompozycji zmienia się w sposób znaczący, przy słabo zróżnicowanej wartości wskaźnika $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$. Interpretacja położenia punktów reprezentujących poszczególne grupy wód

(wydzielone przy zastosowaniu metody k-średnich) dowodzi, iż opisywana subkompozycja nie jest wystarczająca dla przedstawienia pełnej zmienności chemizmu wód. Odcinki zajmowane przez odpowiednie grupy punktów wzdłuż osi pierwszej ze składowych nakładają się na siebie, zatem poszczególne grupy wód podziemnych nie stanowią etapów ewolucji wody o pewnym składzie początkowym, pod wpływem procesów, które mogłyby być opisywane przez wyznaczony trend liniowy. Z drugiej jednak strony, spadek wartości

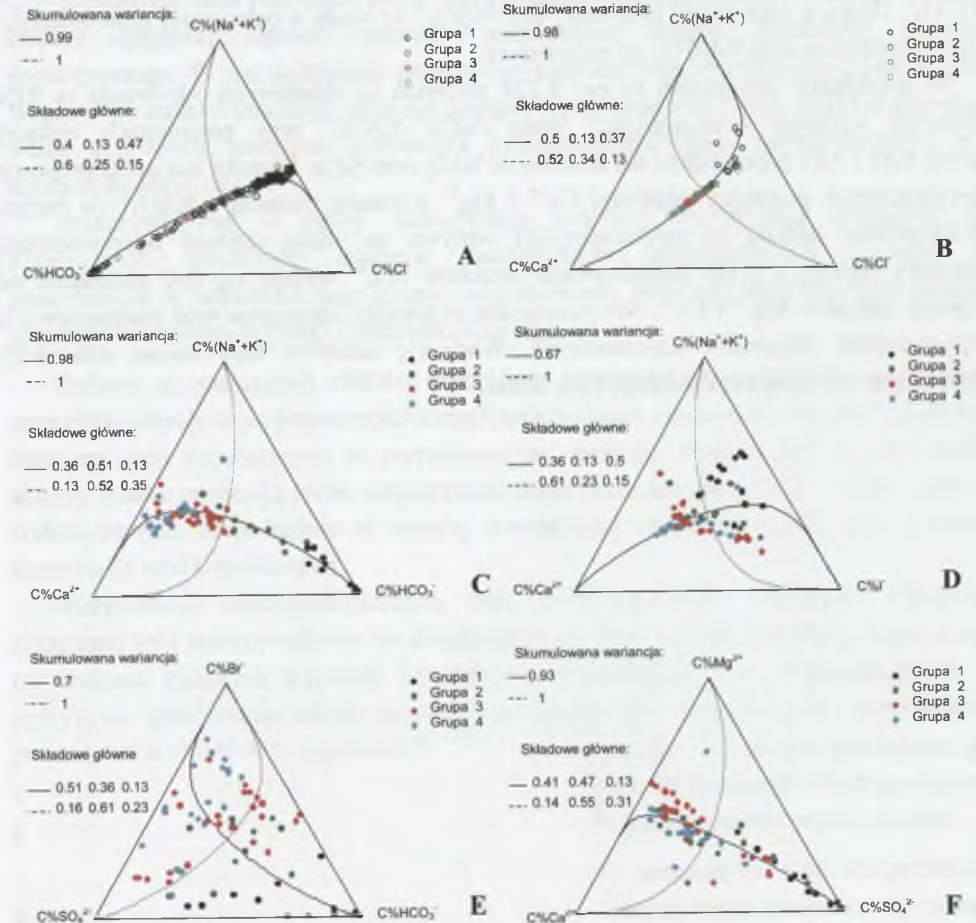
wskaźnika $r \frac{\text{Na}^+}{\text{Cl}^-}$ (współczynniki dla pierwszej składowej głównej: $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) = 0,4$ i $\%\text{Cl}^- = 0,47$) powoduje szybki spadek udziałów HCO_3^- (współczynnik $\%\text{HCO}_3^- = 0,13$). Wyznaczony przez pierwszą składową trend, podobnie jak wyznaczony wcześniej model log-contrast, ukazuje przeciwstawne procesy wysładzania i wzrostu udziału wód reliktowych o wyższym zasoleniu.

Subkompozycję, o zmienności wyjaśnionej przez jedną tylko składową, silnie skorelowaną z udziałami Na^+ oraz Cl^- , przedstawia diagram 8.22B. Zależność tę wykryto także dla wód KWK „Chwałowice” i KWK „Borynia”. Wyznaczona przez pierwszą składową oś byłaby zgodna z kierunkiem przeciwstawnych sobie procesów odwrotnej wymiany jonowej (wody reliktowe – np. grupa 4) i procesów wysładzania (wzrost Na). Zauważalne jest tu silniejsze rozproszenie punktów reprezentujących grupę 1, o odmiennej od pozostałych grup genezie, często też o wyraźnych związkach z wodami infiltracyjnymi.

Zauważalne analogie do struktury subkompozycji składu wód obydwu wymienionych kopalń widoczne są także dla zestawu $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{Ca}^{2+} - \%\text{HCO}_3^-$ (rys. 8.22C). W przypadku wód podziemnych grubodetrytycznych utworów dolnego badenu udział wariancji wyjaśnionej przez pierwszą ze składowych jest jednak wyższy i sięga 98%. Diagram stanowi potwierdzenie dla istnienia silnie zarysowanej tendencji do wzrostu roli Na w miarę wzrostu udziałów HCO_3^- wraz z rozcieńczaniem wód reliktowych lub wymianą jonową zachodzącą na drodze infiltracji wód słabo zmineralizowanych.

Zróżnicowanie wewnętrzne kolejnej subkompozycji (rys. 8.22D) powoduje, iż każda ze składowych głównych odpowiada za względnie niską wartość wariancji (odpowiednio 0,67 i 0,34); równocześnie składowe charakteryzują się zróżnicowanymi parametrami wektora regresji. Punkty uporządkowane są w przybliżeniu wzdłuż prostokątów do siebie linii, niezależnie od przebiegu osi składowych głównych, nieprzedstawiających w tym przypadku większej wartości interpretacyjnej. Pierwsza z linii jest prostopadła do boku diagramu $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{I}^-$ i szereguje punkty reprezentujące wody podziemne o podobnym stosunku udziałów I^- oraz sumy $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ i znaczącym udziale Ca^{2+} . Wody te stanowią zespół, na

którego chemizm oddziałuje głównie wymiana jonowa, determinując zmiany proporcji $\%\text{Ca}^{2+} - \%\text{Na}^+$, bez zasadniczej zmiany udziałów I^- . Druga z linii, prostopadła do boku $\%\text{Ca}^{2+} - \%\text{Na}^+$, jest osią dla niejednoznaczności w sensie interpretacji genetycznej zbioru próbek o zróżnicowanym udziale I^- . Diagram świadczy o wysokiej niejednorodności środowiska wód podziemnych utworów warstw dębowieckich w czeskiej części GZW.



Rys. 8.22. Diagramy trójkątne przedstawiające składowe główne na tle punktów projekcyjnych wycentrowanych subkompozycji składu wód podziemnych grubodetrytycznych utworów badenu: A – $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{HCO}_3^- - \%\text{Cl}^-$, B – $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{Ca}^{2+} - \%\text{Cl}^-$, C – $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{Ca}^{2+} - \%\text{HCO}_3^-$, D – $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{Ca}^{2+} - \%\text{I}^-$ oraz E – $\%\text{Br}^- - \%\text{SO}_4^{2-} - \%\text{HCO}_3^-$ i F – $\%\text{Mg}^{2+} - \%\text{Ca}^{2+} - \%\text{SO}_4^{2-}$

Fig. 8.22. Principal components on the background of the centered compositions ternary diagrams of groundwaters chemistry of the coarse-grained Lower Badenian aquifer: A – $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{HCO}_3^- - \%\text{Cl}^-$, B – $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{Ca}^{2+} - \%\text{Cl}^-$, C – $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{Ca}^{2+} - \%\text{HCO}_3^-$, D – $\%(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \%\text{Ca}^{2+} - \%\text{I}^-$, E – $\%\text{Br}^- - \%\text{SO}_4^{2-} - \%\text{HCO}_3^-$, and F – $\%\text{Mg}^{2+} - \%\text{Ca}^{2+} - \%\text{SO}_4^{2-}$

W kompozycji $\%\text{Br}^- - \%\text{SO}_4^{2-} - \%\text{HCO}_3^-$ (rys. 8.22E) udziały HCO_3^- są najsilniej zmienne w porównaniu do pozostałych. Dowodzą tego niskie wartości parametrów regresji w obrębie obydwu składowych – odpowiednio 0,13 i 0,23. Wewnętrzne zróżnicowanie subkompozycji

powoduje rozproszenie punktów projekcyjnych wokół osi wyróżnionych składowych głównych. Wymowa wydzielonych składowych głównych jest w analizowanej kompozycji niejednoznaczna. Punkty projekcyjne zgrupowane są w przybliżeniu wzdłuż 3 linii, zbiegających się w wierzchołku $\%HCO_3^-$. Oznacza to istnienie trzech subpopulacji, każda o ustalonych proporcjach udziałów Br^- i SO_4^{2-} , charakteryzujących się silną zmiennością $\%HCO_3^-$. Grupa o najwyższej proporcji $\%Br^-/\%SO_4^{2-}$ to wody o najwyższej mineralizacji i niższym zróżnicowaniu $\%HCO_3^-$ od pozostałych.

W przykładzie pokazanym na rys. 8.22F pierwsza ze składowych odpowiada za 93% całkowitej wariancji subkompozycji $\%Mg^{2+}-\%Ca^{2+}-\%SO_4^{2-}$ przy parametrach wektora regresji 0,41 i 0,47 odpowiednio dla zmiennych $\%Mg$ oraz $\%Ca$. Wysoka wariancja proporcji logarytmicznych pomiędzy udziałami Ca^{2+} i Mg^{2+} a trzecią zmienną - $\%SO_4^{2-}$ (o dużym zróżnicowaniu udziału w subkompozycji) wpływa na niską wartość odpowiedniego parametru regresji - 0,13. Zróżnicowanie udziałów SO_4^{2-} wydaje się być niezależne od proporcji udziałów Mg^{2+} i Ca^{2+} . Nie potwierdza to związku chemizmu wód podziemnych z rozpuszczaniem minerałów siarczanowych. Wariancję udziałów tego anionu należałoby zatem wiązać z utlenianiem/redukcją form siarki.

9. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Środowisko wód podziemnych, w tym zwłaszcza wód kopalnianych, jest systemem, na którego dynamikę, oprócz czynników naturalnych, wpływa działalność przemysłu wydobywczego. W tym kontekście południowo-zachodni fragment Górnośląskiego Zagłębia Węglowego stanowi znaczący, choć nie zawsze wystarczająco czytelny, przykład głębokich i wciąż aktywnych przemian środowiska hydrogeochemicznego, spowodowanego przez działalność górnictwa.

Przeprowadzona w pracy identyfikacja procesów formowania chemizmu wód kopalnianych umożliwiła ustalenie mechanizmów funkcjonowania systemu wód podziemnych w warunkach jego silnego zróżnicowania, wewnątrz analizowanych obszarów górniczych na terenach Polski i Republiki Czeskiej.

Jednym ze znaczących efektów pracy było zgromadzenie w jednolitej bazie danych zweryfikowanych co do poprawności danych archiwalnych oraz analiz własnych, opisujących chemizm wód kopalnianych na rozpatrywanym obszarze. Podkreślenia wymaga fakt, iż analizy własne zawierają także, niepodawane dotąd przez innych autorów, wyniki oznaczeń wykonywanych bezpośrednio w terenie, warunkujące rzetelność interpretacji warunków środowiska wód kopalnianych.

Rozpoznanie hydrogeologicznych oraz technologicznych przesłanek formowania chemizmu wód przeprowadzono, co dokumentują ukazane w pracy przykłady, rozpoczynając od poziomu kolejnych wyrobisk lub otworów drenażowych, czy eksploatacyjnych. Tak precyzyjne opracowanie tematu pozwoliło na syntetyczne wnioskowanie i przedstawienie spostrzeżeń o charakterze regionalnym. Z drugiej strony, ma ono wymiar praktyczny, gdyż ukazuje przykłady szczegółowej interpretacji przypadków, wynikających z hydrogeologicznej praktyki górniczej. Główne wnioski uzyskane w niniejszej pracy przedstawiono poniżej:

1. Bazując na oznaczeniach fizykochemicznych parametrów wód stwierdzono, iż spowodowane drenażem zmiany środowiska hydrogeochemicznego analizowanego obszaru, wykazują znaczne zróżnicowanie zasięgu pionowego i dowodzą niezwykle intensywnego udroźnienia masywu skalnego.

Spąg strefy intensywnej wymiany występuje na głębokości od około 100 m p.p.t. w kopalniach należących do rejonu hydrochemicznego R7, do 800 m p.p.t. w kopalniach rejonu R4, gdzie równocześnie zaznaczają się domieszki wód, pochodzących z trzeciorzędowych poziomów wodonośnych. Wody kopalniane, o parametrach typowych dla strefy intensywnej wymiany, napotymane w Okręgu Karwińskim nawet do głębokości 1155 m p.p.t., są najprawdopodobniej związane z domieszkami wód technologicznych.

Na podstawie obliczeń oraz oznaczeń potencjału redox badanych wód dowiedziono, iż w niecce jejkowickiej i chwałowickiej, w porównaniu do stanu opisywanego przez Rózkowskiego i Kempę (1993), nastąpiło ograniczenie strefy stagnacji hydrodynamicznej i

środowiska redukcyjnego na rzecz powiększonego zasięgu wód kształtowanych w warunkach utleniających, w strefie utrudnionej wymiany.

Rezultaty wykonanych analiz izotopowych pozwoliły wykazać, iż wody współczesne (lub technologiczne) mieszają się także z wodami głębokich poziomów – do głębokości 1000 m p.p.t. Domieszki wód podziemnych pochodzących z utworów trzeciorzędu stwierdzono w wodach pobranych z głębokości sięgających od 565 do 800 m p.p.t.. Zilustrowano w ten sposób zmiany środowiska hydrogeochemicznego utworów karbonu GZW, jakie nastąpiły względem stanu opisywanego przez Plutę i Zuberę (1995), którzy stwierdzali obecność tych wód do 600 m.

2. Na podstawie wykonanych przez autora oznaczeń składu chemicznego i analiz izotopowych przeprowadzono interpretację pochodzenia dopływów z karbońskiego kompleksu wodonośnego do wyrobisk kopalń polskiej części GZW. Uczyniono to posługując się genetycznym podziałem, opartym na rezultatach badań izotopowych wód podziemnych GZW przeprowadzonych przez m. in. Rózkowskiego i Przewłockiego (1974, 1987), Plutę i Zuberę (1995) oraz Rózkowskiego (1995, 2003), nawiązującym do teorii paleohydrogeologicznego rozwoju zapadliska górnośląskiego w ujęciu Pałysa (1966) oraz Rózkowskiego et al. (1979).

Zidentyfikowano występowanie następujących typów wód: III – najstarsze solanki infiltracyjne; wody związane z zasilaniem pretortońskim; VII – wody ostatniego trzeciorzędowego cyklu infiltracyjnego oraz: Q – najmłodsze wody infiltracji czwartorzędowej. Wyróżniono także mieszaniny, złożone z wymienionych składników końcowych.

3. Podczas prowadzonych badań dokonano pierwszych oznaczeń składu izotopowego wód podziemnych, dopływających do wyrobisk kopalń czeskiej części GZW. Analizami objęto wody gruboklastycznych utworów dolnego badenu (formacja dębowiecka), a także tzw. piaszczystych poziomów dolnego badenu (formacja skawińska), wykorzystywanych w uzdrowisku Klimkowie (*Klimkovic*) oraz ujmowanych w otworach NP373, oraz „Helena” w Darkowie (*Darkov*).

Wody podziemne gruboklastycznych utworów dolnego badenu czeskiej części GZW uważano dotychczas za pogrzebane wody morskie (Grmela, 1997; Hufova, 1971; Tylčer, 1977) lub związane z etapem infiltracji prebadańskiej (Pluta, 2005). Na podstawie analiz izotopowych i interpretacji fizykochemicznych parametrów próbek wód pobranych przez autora stwierdzono, iż mogą one stanowić odrębny typ: mieszaninę odparowanej wody morskiej z wodą o lżejszym składzie izotopowym i chemizmie związanym z ługowaniem utworów ewaporatowych.

Zgodnie z przyjętym przez badaczy czeskich poglądem wody podziemne tzw. piaszczystych horyzontów dolnego badenu (odpowiednika formacji skawińskiej na terenie Polski) uznawane były za wody synsedymencyjne morskich utworów ilastych, wyciśnięte do kolektorów piaszczystych w trakcie konsolidacji osadów (m.in. Tylčer, 1977, Grmela, 1997). Wyniki przeprowadzonych na potrzeby tej pracy oznaczeń składu izotopowego wód podziemnych wydobywanych dla uzdrowiska Darkov wykazały jednak, iż stanowią one

mieszaninę wód morskich, z lekkimi izotopowo wodami czwartorzędowymi. W przypadku ujęcia „Helena” zaobserwowano wyraźne rozcieńczanie intensywnie wydobywanych solanek przez domieszkę wód współczesnych. Zjawisko to może mieć konsekwencje dla przyszłej eksploatacji. Pochodzenie wód ujmowanych na potrzeby uzdrowiska Klimkowie określono jako zbliżone do wód podziemnych Darkova, z tą jednak różnicą, iż mogą one zawierać domieszkę odparowanych wód morskich.

Badania izotopowe potwierdziły przewidywania zawarte w pracy Grmeli (2003), iż w wodach zbiorczych z zatopionych kopalń niecek ostrawskiej i pietwałdzkiej, oprócz wód współczesnej infiltracji, wciąż zaznacza się znaczny udział wód podziemnych pochodzących z poziomu warstw dębowieckich.

4. Na podstawie zależności korelacyjnych między przepływami i stężeniami substancji zawartych w wodach dopływających do wyrobisk dowiedziono, iż jedynie w sporadycznych przypadkach, przy ustabilizowanych warunkach technologii i wielkości eksploatacji, możliwe jest zdefiniowanie zmian chemizmu wód kopalnianych w funkcji zmian drenażu górniczego.

5. Stosując grupowanie metodą rozmytych k-średnich, wydzielono subpopulacje wód kopalnianych, reprezentujące odmienne środowiska hydrogeochemiczne. Ich analiza prowadzona za pomocą współczesnych technik interpretacji hydrochemicznej pozwoliła na zidentyfikowanie procesów formujących chemizm wód. Sformułowano następujące wnioski:

a) Wysoki stosunek molowy Na^+/Cl^- , typowy dla wód płytkich wyrobisk jest efektem wysładzania lub wymiany jonowej Ca^{2+} na Na^+ . Zjawiska te zachodzą w udrożnionych przez długotrwałe odwadnianie poziomach wodonośnych karbonu, gdzie zaznacza się silny wpływ infiltracji wód opadowych. Chemizm wód płytkich poziomów może być formowany przy udziale rozpuszczania kalcytu - jednego ze składników przepuszczalnych wkładek w utworach nadkładu - oraz utleniania pirytu w otoczeniu starych zrobów.

b) Wśród procesów kształtujących chemizm wód strefy utrudnionej wymiany, w zasięgu występowania wkładek gipsonośnych w nadkładzie, zidentyfikowano rozpuszczanie CaSO_4 oraz wymianę jonową pomiędzy infiltrującymi wodami a warstwą wodonośną, zawierającą jony Na^+ . Także i wśród miernie zasolonych wód dopływających do szybów istnieją przypadki, w których rozpuszczanie gipsów stanowi zasadnicze źródło siarczanów, a następująca potem wymiana jonowa pozwala na utrzymanie znacznej przewagi stężenia jonów Na^+ nad Ca^{2+} .

c) Wpływ utleniania pirytu rozproszonego w skałach karbonu może nie ujawniać się poprzez znacząco niskie wartości pH, wskutek obecności minerałów węglanowych w środowisku kształtowania się wód kopalnianych.

d) W zasięgu niecki chwałowickiej i jejkowickiej (rejon hydrochemiczny R4) wody najgłębszych poziomów nie są typowymi płynami złożowymi sensu Davisson, Criss (1996), formowanymi wyłącznie przy udziale wymiany jonowej. Dowodów na to dostarcza interpretacja zależności między deficytem Na^+ i wzbogaceniem wód w Ca^{2+} oraz wnioskowanie na podstawie położenia wód względem linii SET (seawater evaporation trajectory). Reprezentują one reliktywne wody III etapu infiltracyjnego (co potwierdziły także

analizy izotopowe), ukształtowane częściowo przy udziale rezydualnych solanek, powstających przy krystalizacji halitu.

Proponowana modyfikacja dotychczasowej interpretacji (Pluta, Zuber, 1995), zgodnie z którą silnie zasolone wody w utworach karbonu uważano za paleoinfiltracyjne, powstałe w wyniku lęgowania ewaporatów, polega zatem na uwypukleniu udziału solanek rezydualnych, uczestniczących w formowaniu chemizmu wyjściowych wód infiltracyjnych.

e) W zasięgu rejonu hydrochemicznego R7 znaczna część bogatych w jony Br^- wód kopalnianych, zaliczanych do głębokich poziomów, może być związana z odparowanymi w suchym klimacie wodami opadowymi, poddany w trakcie dalszej ewolucji odwrotnej wymianie jonowej. Potwierdzałoby to tezę Pałysa (1966), o znaczeniu permskiego cyklu infiltracyjnego dla formowania chemizmu wód w głębokich strefach utworów karbonu. Wzbogacenie to mogłoby być spowodowane udziałem solanki resztkowej, pozostałej po krystalizacji halitu, lub dostawą Br^- , pochodzącego z materii organicznej. Wobec braku utworów ewaporatowych w profilu geologicznym analizowanego rejonu, bardziej prawdopodobna jest hipoteza związku podwyższonych zawartości Br^- z jego desorpcją z materiału warstwy wodonośnej.

Interpretacja dla wód rejonu R7 jest więc odmienna niż dla rejonu R4, gdzie w obszarach występowania trzeciorzędowego poziomu soli kamiennej napotykaną są wody podziemne formowane pod znacznym wpływem rozpuszczania halitu, które mogą tworzyć mieszaniny z wodami paleoinfiltracyjnymi utworów karbonu.

f) W większości wód kopalnianych rejonu R7 nie występują związki korelacyjne pomiędzy stężeniami jonów Ca^{2+} i SO_4^{2-} , co świadczy o zróżnicowaniu źródeł dostawy tych substancji do analizowanych wód kopalnianych. Występowanie zaś ujemnej korelacji pomiędzy stężeniami jonów Cl^- i SO_4^{2-} w badanych wodach może wynikać ze zróżnicowania proporcji mieszania się solanek, formowanych w redukcyjnym środowisku utworów karbonu, z wodami podziemnymi nadkładu, o wysokich stężeniach siarczanów oraz usuwania tych ostatnich w procesie krystalizacji BaSO_4 .

g) Zależności korelacyjne pomiędzy stężeniami wybranych substancji, w stanowiących ponad 90% analizowanych próbek silnie zasolonych wodach kopalnianych, pozwalają na stwierdzenie, iż:

- Stężenia jonów I^- oraz Ba^{2+} wykazują niską korelację ze stężeniami Cl^- . Oznacza to, że obecność I^- oraz Ba^{2+} sterowana jest innymi procesami niż filtracja membranowa i odwrotna wymiana jonowa, które w badanych wodach odpowiadają za zawartości Cl^- oraz innych substancji, związanych z nimi statystycznie;

- Brak korelacji stężeń Br^- oraz I^- sugeruje, iż pochodzenia bromków w badanych wodach nie należy bezpośrednio łączyć z rozkładem materii organicznej.

h) Udowodniono, iż stężenia jonów K^+ oraz NH_4^+ są w analizowanych wodach kopalnianych sterowane przez reakcje pomiędzy wodą a minerałami z grupy skaleni i illitem obecnym w materiale warstwy wodonośnej. Możliwość istnienia procesu redukcji azotanów w środowisku wód kopalnianych była wcześniej sygnalizowana (np. Pluta, 2005).

Przedstawionymi w niniejszej pracy obliczeniami potwierdzono fakt, iż pewna część jonów amonowych, obecnych w badanych wodach, może być efektem tego zjawiska, w którym uczestniczą bakterie redukujące także siarczany.

6. Zróżnicowanie składu chemicznego wód podziemnych grubodetrytycznych utworów dolnego badenu czeskiej części GZW przedstawiono za pomocą oryginalnych map wykreślonych metodą krigingu. Skład wód, określający ich przynależność do środowisk wyróżnionych poprzez grupowanie statystyczne, przedstawia uporządkowanie horyzontalne, niezwiązane z głębokością występowania. Wzrost mineralizacji wód podziemnych depresji bludowickiej następuje w kierunku wschodnim, natomiast w depresji detmarowickiej ku północy. W depresjach drugiego rzędu zauważalny jest spadek stężeń w kierunku grzbietu ostrawsko-karwińskiego. Charakterystyczne są dwa modele zróżnicowania stężeń chlorków wewnątrz tych depresji. Pierwszy – typowy dla obszarów pod silnym wpływem drenażu niżejległych utworów węglonośnych – cechuje wzrost koncentracji w kierunku połączenia z depresją główną. Drugi model – reprezentujący warunki zbliżone do naturalnych – opisują maksymalne stężenia jonu Cl^- w wodach centralnej części struktury drugiego rzędu.

Na podstawie studium warunków hydrogeologicznych i hydrochemicznej interpretacji składu tych wód sformułowano następujące uwagi:

- Stężenia jonów wapniowych w analizowanych wodach podziemnych mogłyby być regulowane przez procesy rozpuszczania kalcytu podczas pierwotnej migracji wód przez zawierające węglany oraz wymianę jonową pomiędzy wodą a skałami ośrodka wodonośnego.

- Większość wód słabiej zmineralizowanych może pochodzić z wód morskich, odparowanych w stopniu nieprzekraczającym punktu krystalizacji halitu. Wody o wysokiej mineralizacji stanowią mieszaniny, których ogniwami końcowymi mogły być wody morskie, rezydualne solanki po krystalizacji halitu oraz płyny pochodzące z rozpuszczania tej soli.

- Dodatnia korelacja stężeń jonów Mg^{2+} i Cl^- , przy zubożeniu w Mg^{2+} w stosunku do wody morskiej, sugeruje proces dolomityzacji zachodzący w warstwie wodonośnej.

- Brak związków korelacyjnych między Cl^- i SO_4^{2-} pozwala na wysunięcie tezy o redukcji siarczanów, które stanowiły składnik analizowanych wód podziemnych.

- Jeżeli w wodach słabiej zmineralizowanych całość Br^- związana jest z I^- , co wskazuje na źródło jego pochodzenia, czyli materię organiczną, to w przypadku wód o silnej mineralizacji zjawiska prowadzące do zróżnicowania koncentracji Br^- oraz I^- były niezależne.

7. Sformułowano i zweryfikowano oryginalny, hydrogeochemiczny model formowania chemizmu wód grubodetrytycznych utworów dolnego badenu czeskiej części GZW. Zakłada on rozcieńczanie roztworu początkowego – wody morskiej odparowanymi wodami opadowymi, przy równoczesnym dopływie CO_2 , oraz udziale wymiany jonowej i reakcjach rozpuszczania węglanów lub wietrzenia skaleni. W efekcie modelowania odtworzono skład roztworów teoretycznych, zgodny z chemizmem wód, stwierdzanym w obrębie poziomu wodonośnego. Wykazano, iż transformacje chemizmu związane z wymianą wód w przestrzeni porowej przebiegają zgodnie z opisanym szeregiem zmian typów wód.

Tabela 9.1

Etapy zmian chemizmu wód w utworach dolnego badenu

Wielokrotność wymiany wód	0,00-0,98	0,98-1,10	1,10-1,20	1,20-1,25	1,25-1,75	1,75-...
Typ wody	Cl-Na	Na-Cl-HCO ₃	Na-HCO ₃ -Cl	Na-HCO ₃	HCO ₃ -Na	HCO ₃ -Na-Mg

8. Do statystycznej weryfikacji wnioskowania hydrochemicznego wprowadzono nowe narzędzie, jakim jest metoda analizy danych złożonych (CDA). Jej wykorzystanie umożliwiło obiektywizowanie osiągniętych rezultatów oraz sprecyzowanie następujących uwag:

a) Potwierdzono, iż obecne w wodach kopalnianych jony I⁻ oraz Br⁻ nie pochodzą w całości z tego samego źródła. Przyjmując zatem organogeniczną naturę I⁻ w wodach podziemnych, stężenia Br⁻ musiałyby być częściowo kontrolowane procesami geogenicznymi. Podobnie procesy sterujące udziałami jonów Br⁻ i Cl⁻ w składzie analizowanych wód należy także uznać za w znacznym stopniu niezależne.

b) Zakres zróżnicowania udziałów I⁻ może być podobny w wodach o różnej charakterystyce hydrochemicznej. Oznaczałoby to również możliwość wzbogacania wód w I⁻ bez wpływu na proporcję udziałów kationów Na⁺ i Ca²⁺.

c) Wpływu procesów wymiany jonowej w kształtowaniu chemizmu analizowanych wód dowiedziono na podstawie analizy składowych głównych subkompozycji udziałów Mg²⁺-Ca²⁺-Na⁺. Umożliwiła ona także wyznaczenie osi trendu zmian udziałów Na⁺ na rzecz Mg²⁺ oraz w dalszej kolejności Ca²⁺. Potwierdzeniem zidentyfikowanego zjawiska jest jednowymiarowa zmienność proporcji udziałów Na⁺ i Ca²⁺ w subkompozycji Na⁺-Ca²⁺-Cl dla wód kopalnianych KWK „Chwałowice” i „Borynia” oraz wód podziemnych dolnego badenu.

d) Zauważono, iż rozcieńczanie wód podziemnych głębokich poziomów w zasięgu regionu R7 przez wody infiltracyjne nie ma wpływu na relację udziałów Br⁻ – K⁺. Jak wykazano, jest ona związana zarówno z efektami desorpcji Br⁻, jak i wymianą jonową NH₄⁺-K⁺ na materiale warstwy wodonośnej.

e) Ustalono, iż udziały Br⁻, SO₄²⁻ i HCO₃⁻ determinowane są przez następujące procesy: desorpcję Br⁻ z materiału warstwy wodonośnej, utlenianie/redukcję form siarki, rozcieńczanie wód reliktowych wodami infiltracyjnymi i technologicznymi o znacznym udziale HCO₃⁻, krystalizację BaSO₄, wytrącanie substancji BaCa(CO₃)₂.

Na podstawie obliczeń hydrochemicznych potwierdzono, iż w środowisku wód kopalnianych oprócz wytrącania barytu zachodzić może krystalizacja substancji BaCa(CO₃)₂ (alstonit; barytokalcyt), wywołująca spadek stężeń Ba²⁺ w wodach kopalnianych.

f) Dla formowania chemizmu większości wód kopalnianych niecki jejkowickiej proces rozpuszczania CaCO₃ ma niewielkie znaczenie. Potwierdzają to wyniki testów niezależności subkompozycyjnej udziałów: ln(HCO₃⁻/Cl⁻) oraz ln(Ca²⁺/K⁺). Wyjątek stanowią jedynie wody płytkich wyrobisk, o najniższej mineralizacji, w których przypadku zauważalny jest wpływ

rozpuszczania gipsów oraz wymiana jonowa. Obraz ten jest odmienny od otrzymanego dla wód niecki chwałowickiej, rejonu hydrochemicznego R7 oraz czeskiej części GZW.

g) Wykazano, iż subkompozycja udziałów Br⁻-SO₄²⁻-HCO₃⁻ opisuje istnienie dwu środowisk hydrochemicznych: górotworu udrożnionego płytkimi poziomami kopalń, gdzie zaznacza się spadek udziałów HCO₃⁻ na rzecz SO₄²⁻, oraz środowiska głębszych poziomów, gdzie widoczna jest dominacja wód reliktowych, pozbawionych siarczanów.

h) Potwierdzono istnienie wśród wód kopalnianych w polskiej części GZW silnie zarysowanej tendencji do równoczesnego wzrostu udziałów Na⁺ i HCO₃⁻ wraz z rozcieńczaniem wód reliktowych lub wymianą jonową zachodzącą na drodze infiltracji wód słabo zmineralizowanych.

i) Relacje pomiędzy udziałami odpowiednich jonów głównych, związane z procesami wysładzania wód reliktowych w utworach grubodetrytycznych dolnego badenu, zdefiniowano za pomocą modelu log-contrast o formule: %HCO₃⁻/%(Na⁺+K⁺) ~ {(Na⁺+K⁺)/%Cl⁻}⁶. Procesy te są najbardziej intensywne w zachodniej części depresji bludowickiej oraz strefach uaktywnienia infiltracji wód opadowych przez drenaż górniczy.

Jako uzupełnienie klasycznych metod interpretacyjnych w pracy zaproponowano i wykorzystano techniki znacznie poszerzające możliwości wnioskowania opierając się na danych hydrogeochemicznych. Należą od nich m.in. bazujące na logice rozmytej metody grupowania oraz analiza danych złożonych. Zwłaszcza ta ostatnia okazała się szczególnie efektywna w wykrywaniu relacji pomiędzy udziałami składników wód. Poprzez zastosowane testy formalne umożliwiła obiektywne badanie zależności pomiędzy analizowanymi kompozycjami, opisującymi chemizm wód. W pracy wykazano jej uniwersalność i wysoką skuteczność, także przy wizualizacji, interpretacji trendów na podstawie danych hydrogeologicznych.

Dane, dotyczące przestrzennego zróżnicowania chemizmu oraz procesów formowania się składu wód w analizowanych obszarach górniczych, mogą być przydatne w identyfikacji pochodzenia dopływów do istniejących wyrobisk, prognozowania składu wód kopalnianych w warunkach zmian w systemie drenażu górniczego, monitoringu jakości wód podziemnych na terenie likwidowanych kopalń oraz, w perspektywie, w przewidywaniu hydrogeochemicznych efektów sekwestracji dwutlenku węgla w tej części GZW.

LITERATURA

1. Aitchison J.: The Statistical Analysis of Compositional Data. Monographs on Statistics and Applied Probability, Chapman and Hall, London 1986.
2. Aitchison J.: The Statistical Analysis of Compositional Data, The Blackburn Press, New Jersey 2003a.
3. Aitchison J.: A Concise Guide to Compositional Data Analysis, CDA Workshop, Girona 2003b.
4. Aitchison J., Greenacre M.: Biplots of Compositional Data, *Appl. Statist.* 51, 2002, p. 375-382.
5. Alexandrowicz S.W.: Stratygrafia osadów miocénskich w Zagłębiu Górnośląskim, *Prace Inst. Geol. T. 39*, Warszawa 1963, p. 1-147.
6. Appelo C.A.J., Postma D.: *Geochemistry, groundwater and pollution*, Balkema, Rotterdam 1993.
7. Aust J. (red.): Odkrytá geologická mapa paleozoika česke části Hornoslezské Pánve. W: Dopita M.(red.), *Geologie Česke Časti Hornoslezke Panve. Min. Životního Postředi ČR. Praha 1997*, p. 199-205.
8. Banks D.A., Boyce A.J., Samson I.M.: Constraints on the origins of fluids forming Irish Zn-Pb-Ba deposits: Evidence from the composition of fluid inclusions. *Economic Geology*, Vol. 97, 2002, p. 471-480.
9. Barcelo-Vidal C.; Martin-Fernandez J.A., Pawlowsky-Glahn V.: Mathematical foundations for compositional data analysis. In: *Proceedings IAMG'01 – The annual Conference of the International Association for Mathematical Geology, Cancun, CD, Mexico 2001*.
10. Bethke C.M.: *Geochemical reaction modeling*. Oxford Univ. Press, New York 1996, p. 1-397.
11. Bethke C.M.: The Geochemists Workbench 6.0. *GWB Essentials Guide. A user's guide to Rxn, Act2, Tact, SpecE8, and Aqplot*. Golden, Colorado, USA 2005a, p. 1-76.
12. Bethke C.M.: The Geochemists Workbench 6.0. *Reaction Modeling Guide. A user's guide to React, and Gtplot*. Golden, Colorado, USA 2005b, p. 1-74.
13. Bezdek J.C.: *Pattern recognition with fuzzy objective function algorithms*. Plenum Press, New York 1981.
14. Billheimer D., Guttorp P., Fagan W.F.: *Statistical Analysis and interpretation of discrete compositional data*. NRCSE Technical Reports Series. No. 011, Seattle 1998.
15. Borowski J.: Pstrę utwory w kopalni Jastrzębie i Moszczenica. *Prz. Geol.* 8, 1969, p. 382-385.
16. Bromowicz J., Magiera J.: Geneza żył klastycznych w skałach karbonu rejonu Rybnika. *Ann. Soc. Geol. Pol.* Vol. 60 nr 1-4, 1990, p. 125-148.
17. Buła Z., Jura D.: Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Zesz. Nauk. AGH* 9, 1, 1983, p. 5-27.
18. Buła Z., Kotas A.: *Atlas Geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Cz. 3: Mapy geologiczno-strukturalne 1:100 000*. Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa 1994.
19. Buła Z., Żaba J.: Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. p.14-42. W: Jureczka J., Buła Z., Żaba J., (red.): *Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim. LXXXVI Zjazd Naukowy PTG, Rudy 14-16 IX 2005*.
20. Buzek F., Michalíček M.: Origin of formation waters of S-E parts of the Bohemian Massif and the Vienna Basin. *Appl. Geochemistry*, Vol. 12, 1996, p. 333-343.
21. Cai C., Mei B., Li W., Zeng F.: Water-rock interaction in the Tarim basin: constraints from oilfield water geochemistry. *Chinese J. Geochemistry* 16, 1997, p. 289-303
22. Carpenter A.B.: Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. In: Johnson K.S., Russell J.R. (Eds.), *13th Industrial Minerals Forum, Okla. Geol. Surv. Cir.*, 79, 1978, p. 60-77.
23. Chagué-Goff C., Fyfe W.S.: Geochemical and petrographical characteristics of a domed bog, Nova Scotia; a modern analogue for temperate coal deposits. *Organic Geochemistry*. 24, 1996, p.141-158.
24. Chi G., Savard M.M.: Sources of basinal and Mississippi Valley-type mineralizing brines: mixing of evaporated seawater and halite-dissolution brine. *Chemical Geology*, 143, 1997, p. 121-125.
25. Chodyncka L., Sankiewicz J.: Bazalt z rejonu Suminy (ROW). *Kwart. Geologiczny*. Vol.22, Nr 1, 1978, p. 119-133.
26. Ciężkowski W.: Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. *Prace Nauk. Inst. Geotechniki Pol. Wrocł. Nr. 60. Seria: Monografie. Nr 19*, 1990, p. 1-133.
27. Clark I., Fritz P.: *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers. New York 1997, p. 1-328.
28. Connolly C.A., Walter L.M., Baadsgaard H., Longstaffe F.J.: Origin and evolution of formation waters, Alberta Basin, western Canada sedimentary Basin. II. Isotope systematics and water mixing. *Appl. Geochem.* 5, 1990, p. 397-413.
29. Cygański A.: *Metody elektroanalizy*. Wyd.2. WNT Warszawa 1995.
30. Davisson M.L., Criss R.E.: Na-Ca-Cl relations in basinal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1996, p. 2743-2752.
31. Davisson M.L., Presser T.S., Criss R.E.: Geochemistry of tectonically expelled fluids from the northern Coast Ranges, Rumsey Hills, California, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* Vol. 58, 1994, p. 1687-1699.
32. Dobrzyński D.: *Chemizm wód podziemnych*. W: Macioszczyk A., (red.), *Podstawy hydrogeologii stosowanej*. PWN, Warszawa 2006, p. 123-169.
33. Dojlido J. R.: *Chemia wód powierzchniowych*, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok 1995.
34. Dojlido J. R., Zerbe J.: *Instrumentalne metody badania wody i ścieków*. Wyd. Arkady, Warszawa 1997.
35. Dowgiałło J., Kleczkowski A.S., Macioszczyk T., Rózkowski A., (red.): *Słownik hydrogeologiczny*. Państw. Inst. Geologiczny, Warszawa 2005.
36. Drever J.I.: *The geochemistry of natural waters*. Prentice-Hall. Upper Saddle River. NJ, 1997.
37. Egeberg P.K., Aagaard P.: Origin and evolution of formation waters from oil fields on the Norwegian shelf. *Appl. Geochem.* 4, 1989, p. 131-142.
38. Farnham I.M., Stetzenbach K.J., Singh A.K., Johannesson K.H.: Deciphering groundwater flow systems in Oasis Valley, Nevada, using trace element geochemistry, multivariate statistics, and geographical information system. *Mathematical Geology* 32, 2000, p. 943-968.
39. Fisher J.B., Boles J.R.: Water-rock interaction in Ternary sandstones, San Joaquin basin, California, USA: Diagenetic controls on water composition. *Chem. Geol.* 82, 1990, p. 83-101,
40. Fontes J.C., Matray J.M.: Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France. 1. Brines associated with Triassic salts. *Chem. Geol.* 109, 1993a, p. 149-175.
41. Fontes J.C., Matray J.M.: Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France. 2. Saline solutions associated with oil fields. *Chem. Geol.* 109, 1993b, p. 177-200.

42. Fresenius W., Quentin K.E., Schneider W.: Water analysis. A practical guide of physico-chemical, chemical and microbiological water examination and quality assurance. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York 1988.
43. Gabriel K.R.: The biplot display of matrices with application to principal components analysis. *Biometrika*, 58, 1971, p. 453-467.
44. Gabzdyl W.: Charakterystyka petrograficzna węgla koksowych z kopalni Jastrzębie. *Przegl. Górniczy*. 7-8, 1967, p. 377-382.
45. Gabzdyl W.: Geologia złóż węgla. Wyd. PAE, Warszawa 1994, p. 1-400.
46. Gabzdyl W., Proberz K.: The occurrence of anthracites in an area characterized by lower rank coals in the Upper Silesian Coal Basin. *Int. Journal of Coal Geology*. Vol. 7, 1987, p. 209-225.
47. Geyh M.A. (red.): Environmental Isotopes in the Hydrogeological Cycle Principles and Applications. Volume IV: Groundwater. IAEA. Vienna 2000, p. 1-196.
48. Grmela A.: Hydrogeologie. W: Dopita M.(red.): Geologie České Časti Hornoslezské Panve. Min. Životního Prostředí ČR, Praha 1997, p. 199-205.
49. Grmela A.: Klasifikace základních hydrogeochemických typů důlních vod pomocí matematických metod (OKR dobovací prostor Heřmanice). MS Vys. Škola Báňská Ostrava 1988 (niepublikowane).
50. Grmela A.: Przejawy hydrochemicznej stabilizacji wód kopalnianych w likwidowanych basenach węglonośnych Republiki Czeskiej. *Zesz. Nauk. Pol. Śl., seria Górnictwo z. 256*, 2003, p. 87-93.
51. Grmela A.: Studie - Zhodnocení dostupných informací o geologické a hydrogeologické situaci petřvaldské dílní pánve OKR z hlediska prognózy vývoje kvality a kvantity zdrojů důlních vod. Zpracováno pro: SEPPRA-EKO, s.r.o. Brno, čj. ZP č. 86/04, Ostrava 15. 9. 2004, p. 1-150 (niepublikowane).
52. Grmela A., Labus K., Krzeszowski Ś.: Obliczanie procentowego udziału składowych w mieszaninie wód kopalnianych przy pomocy programu „Kybl”. *Przegląd Górniczy* Nr 11, 2005, p. 57-63.
53. Grmela A., Rapantová N., Labus K.: Chemizm wód podziemnych w gruboklastycznych utworach dolnego badenu na terenie Ostrawsko-Karwińskiego Zagłębia Węglowego. *Zesz. Nauk. Pol. Śl. seria Górnictwo z. 260*, Gliwice 2004a, p. 131-142.
54. Grmela A., Rapantová N., Labus K.: Doświadczenia dotyczące niekontrolowanych wpływów metanu na powierzchnię w obszarach kopalń, likwidowanych przez zatapianie, w czeskiej części GZW – strategia i taktyka ich eliminacji i minimalizacji. *Gosp. Sur. Min. TXXII. Z.1*, 2006, p. 83-92.
55. Grmela A., Labus K., Takla G., Malucha P.: Baza danych analiz wód podziemnych poziomu warstw dębowieckich czeskiej części GZW i możliwości jej poszerzenia o dane z terenu Polski. *Zesz. Nauk. Pol. Śl. seria Górnictwo z. 260*. Gliwice, 2004b, p. 143-153.
56. Grmela A., Dvorský J., Rapantová N., Onderka O., Kulich V., Plášek O., Ides D.: Studie hydrogeologických propojení mezi ostravskou a oderskou částí zatápěné ostravské dílní pánve. Zpráva HS č. 520 962, čj. ZP č. 74/03 pro DIAMO s.p. Stráž pod Ralskem, odstěpný závod ODRA, Ostrava-Vítkovice, Siroteč 1145/7, 703 86 OSTRAVA-Vítkovice. Ostrava 28. 2. 2003, p. 1-108 (niepublikowane).
57. deGruittier J.J., McBratney A.B.: A modified Fuzzy k-means for predictive classification. W: Bock H.H. (red.), Classification and related methods of data analysis. Elsevier Science. Amsterdam 1988.
58. Grygar R., Jelínek J.: Interaction Between Alpine and Variscan Orogeny on the Basis of Study Digital Elevation Models – Moravosilesian Area. *Acta Montana IRSM AS CR, Series A, No. 20 (124)*, 2002, p. 51-55.
59. Güler G., Thyne G.D., McCray J. E., Turner A. K.: Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*. Vol. 10, Nr 4, 2002, p. 455-474.
60. Harvie, C.E., Moller, N., and Weare, J.H.: The prediction of mineral solubilities in natural waters: The Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO₄-OH-HCO₃-CO₃-CO₂-H₂O system to high ionic strengths at 25°C: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, 1984, p. 723-751.
61. Herrmann A.G.: Bromide distribution between halite and NaCl-saturated seawater. *Chemical Geology*. Vol. 28, 1980, p. 171-177.
62. Hiscock K.: Hydrogeology principles and practice. Blackwell Publishing, Oxford 2005, p. 1-389.
63. Holser W.: Trace elements and isotopes in evaporites. In: Burns R.G., (ed.), Marine minerals: Reviews in mineralogy. Vol. 6, 1979, p. 295-346.
64. Hounslow A.W.: Water quality data. Lewis Publ. New York 1995, p. 1-397.
65. Hufova E.: Hydrogeologický průzkum vymitin OKR. Český Geologický Úřad, Geologický průzkum, n.p. Ostrava 1971 (niepublikowane).
66. Jura D.: Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Naukowe U.Śl. Nr1952*. Wyd. U. Śl. Katowice 2001, p. 1-176.
67. Jura D., Wiśniewski J.: Kora wietrzeniowa utworów karbonu węglonośnego na przykładzie obszaru górniczego „Chwałowice”. *Mat. VI Konferencji „Geologia i ekologia górnictwa podziemnego”*. GIG. KNG PAN. SITG. Prace GIG. Katowice 1996, p. 45-55.
68. Jureczka J., Dopita M., Gałka M., Krieger W., Kwarciański J., Martinec P.: Atlas geologiczno-złożowy polskiej i czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa 2005.
69. Juster T.C., Brown P.E., Bailey S.W.: NH₄-bearing illite in very low grade metamorphic rocks associated with coal, northeastern Pennsylvania. *American Mineral*. Vol. 72, 1987, p. 555-565.
70. Kabata-Pendias A., Pendias H.: Biogeochemia pierwiastków śladowych. PWN Warszawa 1993, p. 1-364.
71. Kačura G., Myslík V.: Hydrogeologie čs. části hornoslezské černouhelné pánve (1978-1979), *Výzk. Práce. Ustř. Ust. Geol.*, 24, Praha 1980.
72. Kempa S., Makowski A., Proberz K.: Zuskokowanie Rybnickiego Okręgu Węglowego. *Przegl. Górniczy*. 11-12, 1983, p. 443-448.
73. Kendrick M.A., Burgess R., Leach D., Patrick R.A.D.: Hydrothermal Fluid Origins in Mississippi Valley-Type Ore Districts: Combined Noble Gas (He, Ar, Kr) and Halogen (Cl, Br, I) Analysis of Fluid Inclusions from the Illinois-Kentucky Fluorspar District, Viburnum Trend, and Tri-State Districts, Midcontinent United States. *Economic Geology*. Vol. 97, 2002a, p. 453-469.
74. Kendrick M.A., Burgess R., Patrick R.A.D., Turner C.: Hydrothermal Fluid Origins in a Fluorite-Rich Mississippi Valley-Type Ore District: Combined Noble Gas (He, Ar, Kr) and Halogen (Cl, Br, I) Analysis of Fluid Inclusions from the South Pennine Ore Field, United Kingdom. *Economic Geology*. V. 97, 2002b, p. 435-451.
75. Kendrick M.A., Burgess R., Patrick R.A.D., Turner C.: Noble gas and halogen evidence on the origin of Cu-porphry mineralizing fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 65, 2001, p. 2651-2668.
76. Kharaka Y.K., Berry F.A.F.: Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes – I. Experimental investigation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 37, Nr 12, 1973, p. 2577-2603.
77. Klika Z., Kraussová J.: Properties of altered coals associated with Carboniferous redbeds in Upper Silesia Coal Basin and their tentative classification. *Intern. Journ. Coal Geol.* 22, 1993, p. 217-235.

78. Kotas A.: Ważniejsze cechy budowy geologicznej GZW na tle pozycji tektonicznej i głębokiego podłoża utworów produktywnych. W: Problemy geodynamiki i tapan. T.1. Komitet Górnictwa PAN, Kraków 1972, p. 5-55.
79. Kotas A.: Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 54 Zjazdu Nauk. PTG. Sosnowiec, 23-25 IX 1982, Wyd. Geol. Warszawa 1982, p. 45-72.
80. Kotas A.: Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). 10 Congr. Int. Strat. Geol. Carb. Madrid 1985, p. 459-469.
81. Kotas A. (red.): Coal-Bed Methane Potential of the Upper Silesian Coal Basin, Poland. Prace Państw. Inst. Geol. nr 142, Warszawa 1994, p. 1-81.
82. Kotas A.: Upper Silesian Coal Basin – lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development. W: Żakowa H., Zdanowski A., (red.) Carboniferous of Poland, Prace Państw. Inst. Geol., 148, 1995, p. 124-134.
83. Kozłowska M.: Występowanie wód geotermalnych w utworach górnego karbonu na terenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Praca magisterska. Arch. Katedry Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 2002, p. 1-85.
84. Krzeszowski Ś., Grmela A., Rapantowa N., Labus K.: Filozofia programu komputerowego dla określania udziału wód składowych w mieszaninie wód kopalnianych. Mat Konf VIII. Mezinárodní Konference HYDROGEOCHEMIA '04, Ostrava 24.-25.6.2004, p. 53-56.
85. Krzeszowski Ś., Grmela A., Rapantowa N., Labus K.: Preliminary comments on the method of estimating the composition and portion of an unknown source in mine waters mixture. Proc. XII Narodni Hydrogeologický Kongres. Česke Budejovice 19-22 IX 2005. CD, 2005.
86. Květ R.: Příspěvek k výskytu československých uhlicitých vod a jejich sepětí se systémy puklin a hlubokých zlomů. Geologické Práce, Spr. 53, Bratislava 1970, p. 51-62.
87. Květ R.: Hydrogeochemie Ostravska, Studia Geographica 66. Československá Akademie Věd. Geografický Ústav, Brno 1980, p. 1-77.
88. Kuciński T. M.: Pozycja stratygraficzna odpowiedników warstw bułowskich w zapadlisku przedkarpacim. Kwart. Geol., T. 13, nr 4, 1969, p. 853-860.
89. Kumpera O., Foldyna J.: Tektonická stavba variského strukturního patra. W: Dopita M.(red.): Geologie Česke Časti Hornoslezke Panve. Min. Životního Prostředí ČR. Praha 1997, p. 114-125.
90. Labus K.: Stopień zanieczyszczenia i identyfikacja ognisk zanieczyszczeń kadmem, ołowiem i cynkiem wód powierzchniowych i podziemnych zlewni Białej Przemszy. Prace geologiczne PAN O. w Krakowie. Nr 146. Wyd. Inst. Gosp. Sur. Min. i Energią PAN, Kraków 1999.
91. Labus K.: Mining drainage and Medicinal Waters in The Upper Silesian Coal Basin (Poland). Proc. Symposium on intensive use of groundwater - SINEX. Valencia Spain. 10-14 December, 2002.
92. Labus K.: Wpływ drenażu górniczego na chemizm potencjalnie leczniczych wód mineralnych w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Sprawozdanie merytoryczne z projektu badawczego 8 T12B 033 021 – Arch. Inst. Geol. Stos. Pol. Śl., 2003a, p. 1-105 (niepublikowane).
93. Labus K.: Chemizm i pochodzenie wód kopalnianych w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Geologiczne PAN O. w Krakowie, Nr 151, Wyd. Inst. Gosp. Sur. Min. i Energią PAN, Kraków 2003b.
94. Labus K.: Possibilities of Compositional Data Analysis application in hydrogeology. Proc. XII Narodni Hydrogeologický Kongres. Česke Budejovice 19-22 IX 2005, 2005a.
95. Labus K.: Wizualizacja i interpretacja danych złożonych w zagadnieniach hydrogeologicznych. W: Sadurski A., Krawiec A., (red.), Współczesne Problemy Hydrogeologii T. 12., Toruń 2005b, p. 439-446.
96. Labus K.: Wody podziemne w obszarach górniczych południowo-zachodniej części GZW, na terenie Polski i Republiki Czeskiej. W: Jureczka J., Buła Z., Żaba J. (red.): Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim. LXXVI Zjazd Naukowy PTG. Rudy k. Rybnika 14-16 września 2005, p. 80-89, 2005c.
97. Labus K.: Origin of groundwater mineralization in coarse-grained Lower Badenian aquifer in the Czech part of the Upper Silesian Coal Basin. Geological Quarterly Nr 1. 2005d, p. 75-82.
98. Labus K., Grmela A.: Iodine-Bromide Waters of Potential Balneological Use at the Borderland of Poland and Czech Republic. Proc. Mineral Raw Materials and Mining activity of the 21 st century. Ostrava 25-27 11. 2003a.
99. Labus K., Grmela A.: Iodine-Bromide Waters in the Upper Silesian Coal Basin - Properties and Perspectives for Utilization. Proc.VII IWA International Conference Diffuse Pollution and Basin Management, Dublin 17-22 08. 2003b.
100. Labus K., Grmela A.: Isotopic composition of groundwater in the SW part of the Upper Silesian Coal Basin within territories of Poland and Czech Republic. Transactions Technical University Ostrava Nr 1, Vol. L. 2004a, p. 57-68.
101. Labus K., Grmela A.: Lateralne zróżnicowanie chemizmu wód podziemnych w utworach formacji dębowieckiej czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Gosp. Sur. Min. T.20, 2004b, p. 109-127.
102. Labus K., Siwek P.: Wspomaganie interpretacji badań hydrochemicznych metodami analizy czynnikowej. X Sympozjum "Współczesne Problemy Hydrogeologii", Krzyżowa 17 - 19 września 2001.
103. Labus K., Siwek P.: Zastosowanie analizy statystycznej do opisu zjawisk hydrogeochemicznych na przykładzie chemizmu wód kopalnianych w południowo-zachodniej części GZW. Współczesne problemy Hydrogeologii T. 11, Gdańsk 2003, p. 201-208.
104. Land L.S., Prezbindowski D.R.: The origin and evolution of saline formation water, Lower Cretaceous carbonates, south-central Texas, USA. J. Hydrol. 54, 1981, pp. 51-74.
105. Lebart L., Morineau A., Piron M.: Statistique exploratoire multidimensionnelle. Dundod. Paris 1995, p. 1-439.
106. Leśniak P.M.: Solanki, pochodzenie i niektóre metody ich badania. W: Sadurski A., Krawiec A., (red.): Współczesne problemy Hydrogeologii. Tom XII. Wydawnictwo UMK, Toruń 2005, p. 19-24.
107. Liszkowska E.: Analiza czynnikowa jako obiektywna metoda określenia genezy składu chemicznego oraz źródeł zanieczyszczeń wód podziemnych. W: Współczesne problemy hydrogeologii. Kraków – Krynica 1995, T. 7, Red. A. Szczepański, J. Szczepańska, R. Kulma. Wyd. Profil, Kraków 1995.
108. Macioszczyk A.: Zastosowanie analizy czynnikowej - sposób R do interpretacji danych hydrochemicznych. Biul. Geol. T. 20, Warszawa, 1975.
109. Macioszczyk A.: Hydrogeochemia. Wyd. Geol., Warszawa 1987.
110. Macioszczyk A., Dobrzyński D.: Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. PWN, Warszawa 2002, p. 1-448.
111. Macioszczyk A., Witczak S.L.: Współczesne problemy hydrogeochemii. Biul. Państw. Inst. Geol. 388. Warszawa 1999, p. 139-156.
112. Manning D.A.C., Hutcheon I.E.: Distribution and mineralogical controls on ammonium in deep groundwaters. Applied Geochemistry. Vol 19, 2004, p. 1495 – 1503.
113. Martin-Fernandez J.A., Barceló-Vidal C., Pawlowsky-Glahn V.: Zero replacement in compositional data sets. W: Kiers H., Rasson J., Groenen P., Shader M. (red.), Studies in

- Classification, data Analysis, and Knowledge Organization. Proc. of the 7th Conference of the Int. Federation of Classification Societies (IFCS'2000), University of Namur. Springer Verlag, Berlin 2000, p. 155-160.
114. McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D.: The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite. *J. Sediment. Petrol.* 57, 1987, 928-937.
 115. Martinec P., Dopita M.: Paleoreliéf epivariské platformy a její zvětralinovy pláště. W: Dopita M.(red.): 1997, *Geologie České Časti Hornoslezské Panve. Min. Životního Prostředí ČR. Praha 1997*, p. 181-187.
 116. Minasny B., McBratney C.B.: FuzME version 3. Australian Centre for Precision Agriculture. The University of Sydney. NSW. 2006. <http://www.usv.edu.au/su/agric/acpa>, 2002.
 117. Moldovanyi E.P., Walter L.W.: Regional trends in water chemistry, Smackover Formation, Southwest Arkansas: geochemical and physical controls. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 76, 1992, p. 864-894.
 118. Muramatsu Y., Wedepohl K.H.: The distribution of iodine in the earth's crust. *Chemical Geology* 147, 1998, p. 201-216.
 119. Nativ R.: The Brine Underlying the Oak-Ridge reservation, Tennessee, USA - Characterization, Genesis, and environmental Implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1996, p. 787-801.
 120. Nordstrom, D.K., Plummer, L.N., Wigley, T.M.L., Wolery, T.J., Ball, J.W., Jenne, E.A., Bassett, R.L., Crerar, D.A., Florence, T.M., Fritz, B., Hoffman, M., Holdren, G.R., Jr., Lafon, G.M., Mattigod, S.V., McDuff, R.E., Morel, F., Reddy, M.M., Sposito, G., and Thraillkill, J.: A comparison of computerized chemical models for equilibrium calculations in aqueous systems: in *Chemical Modeling in aqueous systems, speciation, sorption, solubility, and kinetics*, Jenne, E.A., ed., Series 93, American Chemical Society, 1979, p. 857-892,
 121. Olmez I., Beal J.W., Villaume J.F.: A new approach to understanding multiple-source groundwater contamination: factor analysis and chemical mass balances. *Wat. Res.*, Vol. 28, No 5, 1994.
 122. Oszczyk N.: Wpływ neogeńskiej przebudowy przedgórze Karpat na warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne zapadliska przedkarpackiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego. T. 5: Z badań hydrogeologicznych w Polsce. Wyd. Geol., Warszawa 1981*, p. 5-87.
 123. Paczyński B.: Podstawy systematyki regionalnej wód podziemnych w Polsce. *Państw. Inst. Geol. Prace Hydrogeologiczne - Seria specjalna. Z. 12. Wyd. Geol., Warszawa 1980*.
 124. Pałys J.: O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku. *Ann. Soc. Geol. Pol.* Vol 36, Z. 2, 1966, p. 121-154.
 125. Pałys J.: Pochodzenie słonych wód w karbonie ważniejszych zagłębi węglowych Europy na tle ich geologicznego rozwoju. *Instytut Geologiczny, Warszawa 1971*, p. 1-65.
 126. Parkhurst D. L., Appelo C.A.J.: User's guide to PHREEQC (version 2)—a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Dept of the Interior. *Water-Res. Investigations Report 99-4259*, 1999.
 127. Patteisky K., Folprecht J.: Die Geologie des Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers. W: *Kohlenbergbau Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers. Bd. 1. Mährisch Ostrau 1928*, p. 33-380.
 128. Pawlowsky-Glahn V., Buccianti A.: Visualization and modeling of sub-populations of compositional data: statistical methods illustrated by means of geochemical data from fumarolic fluids. *Int. J. Earth Sci.* 91, 2002, p. 357-368.
 129. Pawlowsky-Glahn V., Egozcue J.J.: About BLU estimators and compositional data. *Mathematical Geology. Vol. 34, no.3, 2002*, p. 259-274.
 130. Pišta J.: Ostravsko-karvinsky detrit. Učelova publikace Ministerstva paliv a energetiky. Praha 1961 (niepublikowane).
 131. Pitzer, K.S.: Theory-Ion interaction approach. W: Pytkowicz R.M., ed., *Activity Coefficients in Electrolyte Solutions, V. 1*, CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida 1979, p. 157-208,
 132. Pluta I.: Badania izotopowe i hydrochemiczne wód kopalń w rejonach okien hydrogeologicznych. *Przegl. Górniczy nr 7-8, 2003*, p. 52-58.
 133. Pluta I.: Wody kopalń Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – geneza, zanieczyszczenia i metody oczyszczania. *Prace Naukowe Głównego Instytutu Górnictwa Nr 865, Katowice 2005*, p. 1-169.
 134. Pluta I., Wiśniewski J., Filipek K.: Geneza solanek kopalni Chwałowice a ich oczyszczanie z baru i radu. *Współczesne Problemy Hydrogeologii T. VII. Kraków-Krynica 1995*, p. 151-157.
 135. Pluta I., Zuber A.: Origin of brines in the Upper Silesian coal basin (Poland) inferred from stable isotope and chemical data. *Applied Geochemistry. Vol. 10, 1995*, p. 447-460.
 136. Pluta I., Zuber A., Grabczak J., Ślaski R., Bebek M.: Pochodzenie solanek w południowej części GZW na przykładzie KWK Morcinek. *Współczesne Problemy Hydrogeologii T. VI. Red. Poprawski L., Bocheńska T. Oficyna Wyd. Sudety, Wrocław 1993*, p. 95-100.
 137. Płochniewski Z., Ważny H.: Wody magnezowe Polski na tle geochemii magnezu. *Kwartalnik Geologiczny, Vol.15, Nr 1, 1971*.
 138. Priklński W.A., Łaptiew F.F.: Własności fizyczne i skład chemiczny wód podziemnych. *Wyd. Geol., Warszawa 1955*.
 139. Probiez K.: Wpływ metamorfizmu termalnego na stopień uwęglenia i skład petrograficzny pokładów węgla w obszarze jastrzębia (GZW). *Zesz. Nauk. Pol. Śl. seria Górnictwo, z. 176, Gliwice 1989*, p. 1-125.
 140. Probiez K., Pozzi M., Płachecki K., Kucia P.: Występowanie skał intruzywnych w stropie pokładu 403/4 KWK "Morcinek" (GZW). *Przegl. Górniczy. 6, 1988*, p. 7-10.
 141. Probiez K.: *Górnictwo na cenzurowanym. Wyd. Pol. Śl. Gliwice 2001*, p. 1-170.
 142. Rapantová N., Grmela A.: Modelování hydrauliky zatápění likvidovaných uhelných pánví v ostravsko-karvinském revíru. *Podzemna Voda Vol. X, Nr 1, 2004*, p. 82-93.
 143. Reyment R.A., Savazzi E.: *Aspects of Multivariate Statistical Analysis in Geology, Elsevier, 1999*.
 144. Richter B.C., Kreitler C.W.: *Geochemistry of salt water beneath the Rolling Plains, north-central Texas. Groundwater 24, 1986*, p. 735-742.
 145. Rittenhouse G.: Bromine in oil-field waters and its use in determining possibilities of origin of these waters. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 51, 1967, p. 2430-2440.
 146. Rogoż M., Posytek E.: *Problemy hydrogeologiczne w polskich kopalniach węgla kamiennego. GIG Katowice 2000*, p. 1-402.
 147. Rollinson H.R.: *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Prentice Hall, Harlow, England, 1993*, p. 1-353.
 148. Różański K.: Deuterium and oxygen-18 in European groundwaters – links to atmospheric circulation in the past. *Chemical Geol.* 52, 1985, p. 349-363.
 149. Różański K., Sonntag C., Munnich K.O.: Factors controlling stable isotope composition of European precipitation. *Tellus* 34, Nr 2, 1982, p. 142-150
 150. Rózkowski A.: Chemizm wód w utworach trzeciorzędowych Zagłębia Górnośląskiego. *Biul. Inst. Geol. Nr 249. Z badań hydrogeologicznych w Polsce T. 1, 1971a*, p. 7-63.
 151. Rózkowski A.: Badania środowiska hydrochemicznego utworów dolnotorfońskich południowo-zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego. *Biul. Inst. Geol. Nr 249. Z badań hydrogeologicznych w Polsce T. 1, 1971b*, p. 135-177.

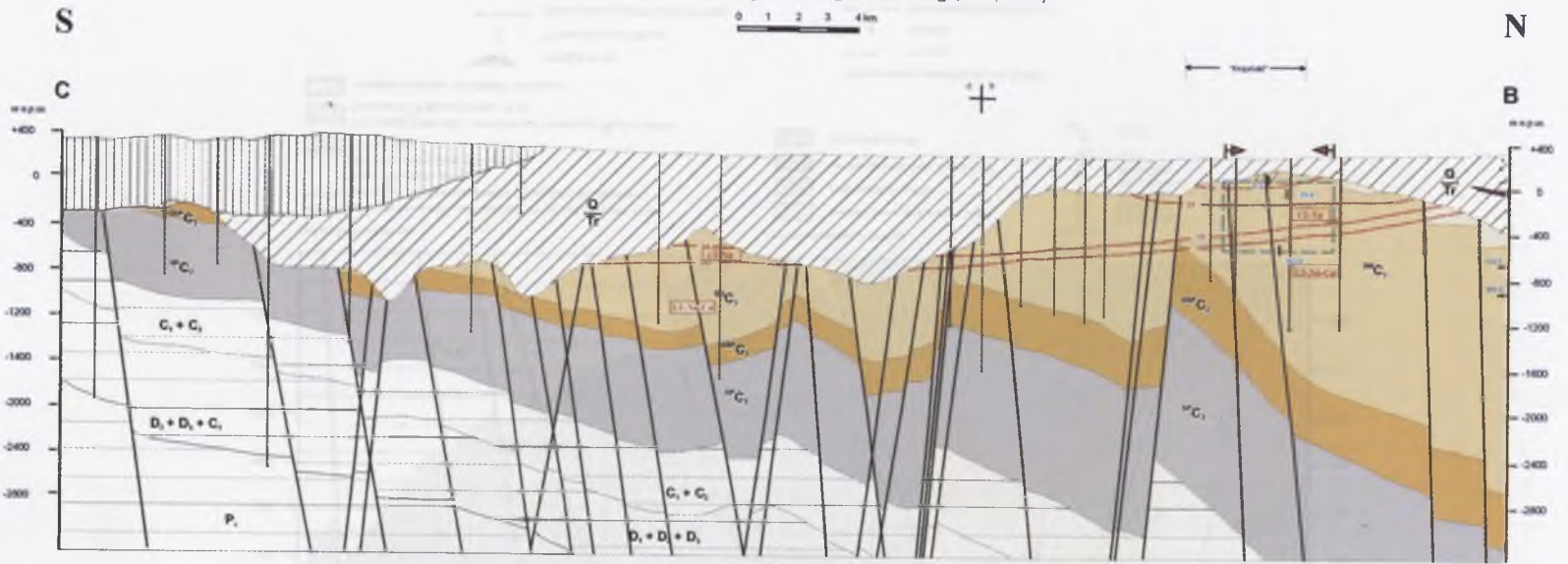
152. Rózkowski A.: Factors controlling the groundwater conditions of the Carboniferous strata in the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, Vol. 64 No 1-4, 1995, p. 53-66.
153. Rózkowski A.: Origin of mine waters based on the isotopic and chemical composition (Upper Silesian Coal Basin, Poland). *Mine, Water & Environment*, IMWA Congress, Sevilla, Spain. 1999, p. 99-105.
154. Rózkowski A.: Przyrodniczy model hydrogeologiczny piętra wodonośnego karbonu produktywnego GZW. *Prace GIG. Seria: Konferencje. Nr. 35. VIII Konferencja n.t. Problemy Geologii w Ekologii i Górnictwie Podziemnym. Katowice 2000*, p. 201-214.
155. Rózkowski A.: Solanki GZW. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, nr 404. Warszawa 2002, p. 191-213.
156. Rózkowski A. (red.): Chemizm wód w utworach karbonu górnego Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. Grant KBN nr 9T12BO1218. *Arch. KHIGI – UŚ, Sosnowiec 2002*.
157. Rózkowski A.: Warunki hydrogeologiczne Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. W: Wilk Z. (red.): *Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne górnictwa*. Wyd. AGH Kraków 2003, p. 57-145.
158. Rózkowski A. (red.): Środowisko hydrogeochemiczne karbonu produktywnego Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach Nr 2244*. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego. Katowice 2004, p. 1-174.
159. Rózkowski A., Chmura A. (red.): Mapa chemizmu i jakości zwykłych wód podziemnych Górnosląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *PIG, Warszawa 1996a*.
160. Rózkowski A., Chmura A. (red.): Mapa dynamiki zwykłych wód podziemnych Górnosląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *PIG, Warszawa 1996b*.
161. Rózkowski A., Chmura A., Siemiński A. (red.): *Użytkowe wody podziemne Górnosląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia*. *PIG, Warszawa 1997b*.
162. Rózkowski A., Kempa J.: Chemizm wód kopalnianych w niecce jejkowickiej i chwałowickiej. *Współczesne Problemy Hydrogeologii T. VI. Red. Poprawski L., Bocheńska T. Oficyna Wyd. Sudety, Wrocław 1993*. p. 225-229.
163. Rózkowski A., Przewłocki K.: Application of stable environmental isotopes in mine hydrogeology taking Polish coal basins as an example. *Groundwater Hydrology. T. I. IAEA., Vienna 1974*, p. 481-502.
164. Rózkowski A., Przewłocki K.: The origin of groundwaters in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). In: Wilk Z., (ed.): *Hydrogeology of Coal Basins. International Symposium. Katowice 1987. Poland 14-18 September 1987*, p. 155-170.
165. Rózkowski A., Rudzińska-Zapaśnik T.: The application of hydrogeochemical methods, isotope techniques and paleohydrologic analysis in hydrogeologic investigations of the Polish coal basins. In: Bojkowski K., Porzycki J., (Eds.): *Geological problems of coal basins in Poland*. *Wyd. Geol., Warszawa 1983a*, p. 363-418.
166. Rózkowski A., Rudzińska-Zapaśnik T.: Pochodzenie wód podziemnych w Górnosląskim i Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Przegląd Geologiczny nr 6, 1983b*, p. 370-377.
167. Rózkowski A., Rudzińska-Zapaśnik T., Siemiński A. (red.): Mapa warunków występowania, użytkowania, zagrożenia i ochrony zwykłych wód podziemnych Górnosląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *PIG, Warszawa 1997a*.
168. Rózkowski A., Wilk Z.: Zagadnienia hydrogeologiczne Górnosląskiego Zagłębia Węglowego i jego północno-wschodniego obrzeżenia. *Przew. 54 Zjazdu Nauk. PTG. Sosnowiec, 23-25 IX 1982. Red: Rózkowski A., Ślósarz J. Wyd. Geol. Warszawa 1982*, p. 72-101.
169. Rózkowski A., Rudzińska T., Bukowy S.: Thermal brines as a potential source of the ore mineralization of the Silesia-Cracow area. *Research on the genesis of zinc-lead deposits of the Upper Silesia, Poland. Wyd. Geol., Warszawa 1979*, p. 59-85.
170. Rózkowski A., Chmura A., Gajowiec B., Wagner J., Rogoż M.: Charakterystyka hydrogeologiczna poziomów wodonośnych karbonu produktywnego. W: 4 Konferencja "Postęp naukowy i techniczny w geologii górniczej węgla kamiennego". *Szczyrk, 7-10 X 1992, Kom. Red. GIG. Katowice 1992*, p. 153-161.
171. Snyder G.T., Riese W.C., Franks S., Fehn U., Pelzmann W.L., Gorody A.W., Moran J.E.: Origin and history of waters associated with coalbed methane: 129I, 36Cl, and stable isotope results from the Fruitland Formation, CO and NM. *Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol.67, No 23, 2003*, p. 4529-4544.
172. Sonnenfeld P.: *Brines and evaporites*. Academic Press. Orlando, California, 1984.
173. Solik-Heliasz E.: Zmienności własności hydrogeologicznych warstw dębowieckich w południowo-zachodniej części GZW na tle cech strukturalnych. *Praca doktorska. Arch. GIG, Katowice 1986*.
174. StatSoft, Inc.: *Electronic statistics textbook*. StatSoft, Inc. Tulsa, <http://www.ststsoft.com/textbook/stathome.html>, 1997.
175. Stoessel R.K., Moore C.H.: Chemical constraints and origin of four groups of Gulf Coast reservoir fluids. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 67, 1983, p. 896-906.
176. Stopa S.: Podział stratygraficzny karbonu produktywnego w Zagłębiu Górnosląskim. *Państw. Inst. Geol.* 115, 1957, p. 263-288.
177. Studie hydrogeologických propojení mezi ostravskou a oderskou částí zatápěné ostravské dílčí pánve. *Zpráva HS č. 520 962, čj. ZP č. 74/03 pro DIAMO s.p. Stráž pod Ralskem, odštěpný závod ODRA, Ostrava-Vítkovice, Sirotčí 1145/7, 703 86 OSTRAVA-Vítkovice, Ostrava 28. 2. 2003*, p. 1-108.
178. Sztelak J.: *Hydrogeologia górnicza i sposoby zwalczania zagrożeń wodnych w kopalniach podziemnych*. *Wyd. Pol. Śl., Gliwice 1998*, p. 1-500.
179. Thió-Henestrosa S., Martin-Fernandez J.A.: *Dealing with Compositional Data: The Freeware CoDaPack*. *Mathematical Geology. Vol. 37, Nr. 7, 2005*, p. 773-793.
180. Titterington D.,M., Jiang J.M.: Recursive estimation procedures for missing-data problems. *Biometrika. Vol. 70, 1983*, p. 613-624.
181. Toran L. E., Saunders J. A.: Modeling alternative paths of chemical evolution of Na-HCO₃-type groundwater near Oak Ridge, Tennessee, USA. *Hydrogeology Journal. Vol. 7. 1999*, p. 355-364.
182. Tryon, R. C.: *Cluster Analysis*. Ann Arbor, MI: Edwards Brothers, 1939.
183. Tylčer J.: *Polanka nad Odrou. Závěrečná zprava hydrogeologického průzkumu. MS GPO Ostrava 1977 (niepublikowane)*.
184. Vašiček Z., Novotná E.: Pokryvné utvory karbonu. W: *Dopita M.(red.), 1997, Geologie České Časti Hornoslezské Pánve. Min. Životního Prostředí ČR. Praha 1997*, p. 188-197.
185. von Eynatten H., Barceló-Vidal C., Pawlowsky-Glahn V.: Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks. *Mathematical Geology. Vol. 35, No. 3, 2003*, p. 231-251.
186. Vu Ngoc-Ky: Strefowość hydrochemiczna w karbonie i jego nadkładzie na obszarze Babice-Spytkowice. *Komisja Nauk Geologicznych PAN O. w Krakowie. 1973*, p. 88.
187. Walter L.M., Stueber A.M. and Huston T.J.: Br-Cl-Na systematics in Illinois basin fluids: constraints on fluid origin and evolution. *Geology*, 18. 1990, p. 315-318.
188. Williams R.E.: Statistical identification of hydraulic connections between the surface of a mountain and internal mineralized zones. *Ground Water* 20, 1982, p. 466-478.
189. Williams L.B., Wilcoxon B.R., Ferrell R.E., Sassen R.: Diagenesis of ammonium during hydrocarbon maturation and migration, Wilcox Group, Louisiana, USA. *Appl. Geochem. Vol. 7, 1992*, p. 124-134.
190. Witczak S., Adamczyk A.: *Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania. T. I I II, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa 1995*.

191. Worden R.H.: Controls on halogen concentrations in sedimentary formation waters. Mineralogical Magazine, Vo. 60, 1996, p. 259-274.
192. Zadeh L. A.: Fuzzy sets. Inform Control 8, 1965, p. 338-353.
193. Zehnder A.J.B.: Biology of anaerobic microorganisms. Wiley, New York 1988.
194. Zhrebtsova I.K., Volkova N.N.: Experimental study of behavior of trace elements in the process of natural solar evaporation of black sea water and Lake Sasyk-Sivash brine. Geochemistry International, Vol. 3, 1966, p. 656-670.
195. Zuber A.: Zastosowanie metod znacznikowych w zagadnieniach ochrony wód podziemnych. Cz. I. Metody izotopowe. W: Sprawozdanie do zadania 02.04.01 pt. Katalog podstawowych parametrów migracji niezbędnych przy wyznaczaniu stref ochronnych – instrukcja metodyczna. Kraków 1986 (niepublikowane).
196. Zuber A., Grabczak J.: Pochodzenie wód mineralnych Polski południowej w świetle dotychczasowych badań izotopowych. Mat. III Ogólnopolskiego Sympozjum Kraków-Karniowice 1985, p. 135-148.
197. Zuber A., Pluta I.: Wskaźniki izotopowe i chemiczne genezy solanek karbonu GZW. Prace Nauk. Inst. Geotechniki Pol. Wrocł. Nr. 58. Seria Konferencje Nr 29, 1989, p. 497-504.
198. Żyła K.: Występowanie pstrych utworów w karbonie południowej części Rybnickiego Okręgu Węglowego. Mat. Konf.: „Problemy geologiczne kopalń ROW”. SITG. RZPW, 1981, p. 187-193.

ZAŁĄCZNIKI



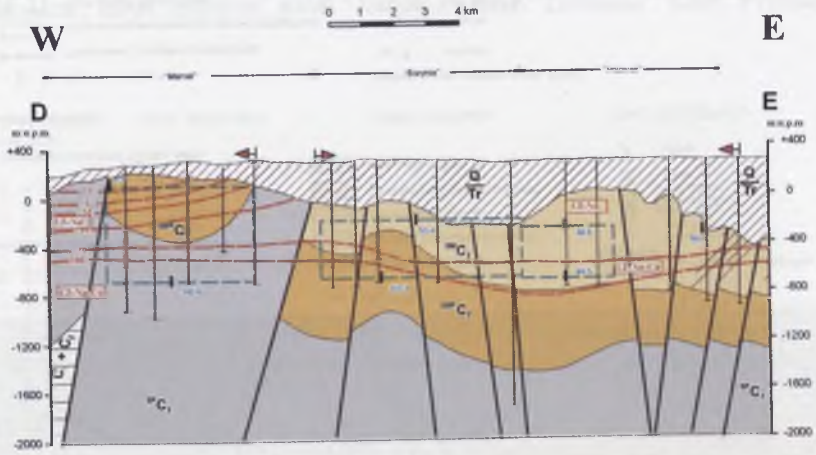
Przekrój hydrogeologiczny C-B (wg Rózkowskiego, red., 2004)



<p>Nadkład karbonu górnego:</p> <ul style="list-style-type: none"> utwory przepuszczalne - osadziłone: czwartorzęd (Q-piaski, żwir), trzeciorzęd (Tr-piaski o miąższości ~50 m, gipsy i sły, zlepieńce), trasy (T-wąpniace dolomity), juras (J-wąpniace), perm (P-zlepieńce) utwory nieprzepuszczalne - osadziłone: czwartorzęd (Q-gliny, mulki), trzeciorzęd (Tr-ły o miąższości ~50 m) nasunięcie kłodzkie - flisz (kroda + trzeciorzęd) 	<p>Utwory karbonu produktywnego:</p> <ul style="list-style-type: none"> kłodzka seria piaskowca (KSP) seria miłowcowa (SM) górnoląka seria piaskowca (GSP) seria paraliczna (SP) 	<p>Podłoże karbonu produktywnego</p> <ul style="list-style-type: none"> Karbon górny Karbon dolny dewon górny dewon środkowy dewon dolny kambry perm
<p>Legenda:</p> <ul style="list-style-type: none"> Zasięg złoża soli Wybrane otwory geologiczne Obszar górniczy kopalni węgla kamiennego Schemat rozciągnięcia złoża przyjęty dla obszaru górniczego Strefa zasłania karbonu górnego Zasięg wpływu oddziaływania eksploatacji górniczej kopalni węgla kamiennego 	<p>Udokumentowana mineralizacja wód [g/dm³]</p> <ul style="list-style-type: none"> 237,0 - w otworze 2,7 - w kopalni 10 - izolacje mineralizacji wód [g/dm³] <p>Typy hydrochemiczne:</p> <ul style="list-style-type: none"> wody wapienno-wapno-węglane wody typu Ca-Na wody typu Ca-Na-Cu 	<p>Podłoże karbonu produktywnego</p> <ul style="list-style-type: none"> Karbon górny Karbon dolny dewon górny dewon środkowy dewon dolny kambry perm

224

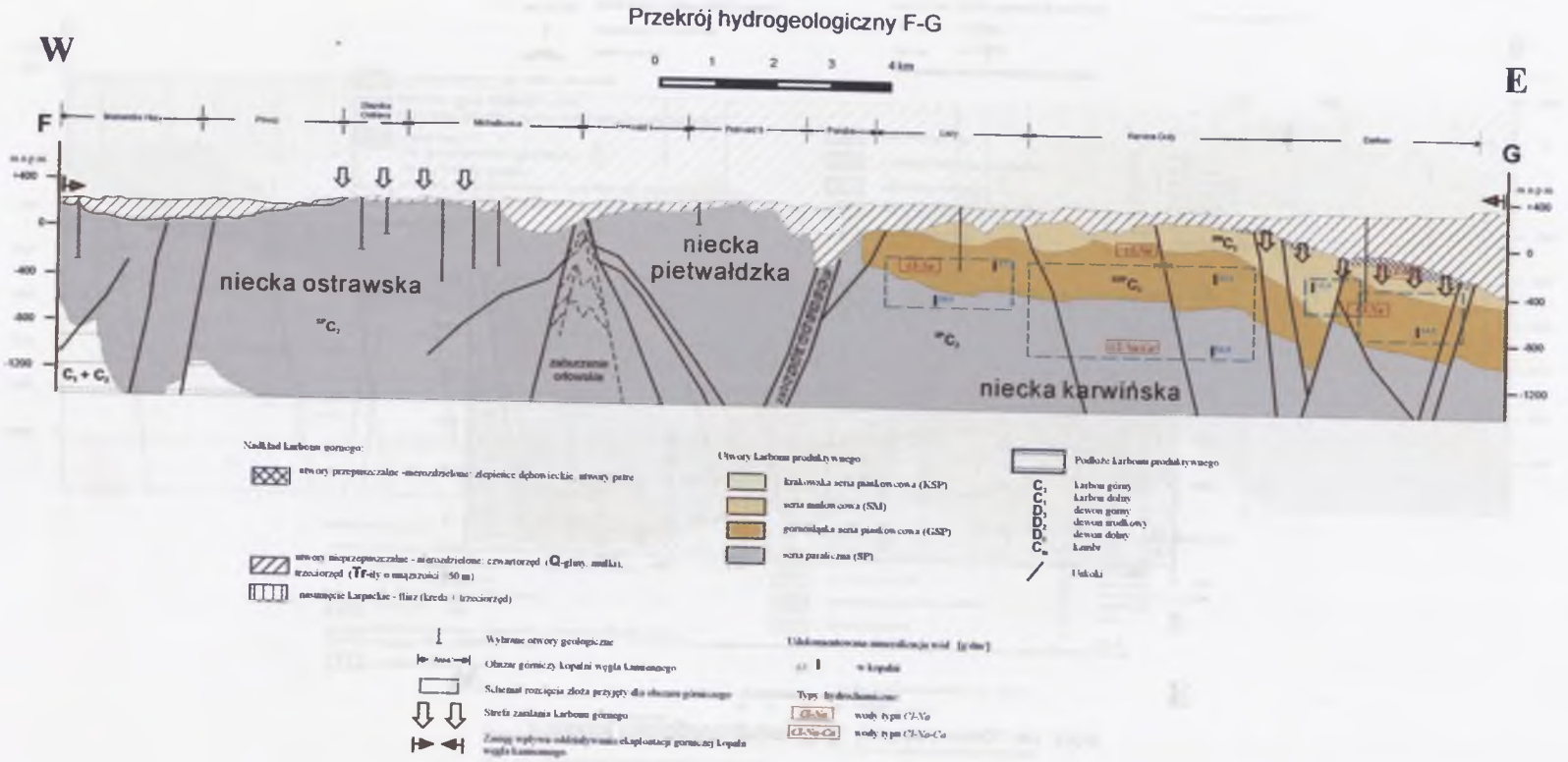
Przekrój hydrogeologiczny D-E (wg Rózkowskiego, red., 2004)



<p>Nadkład karbonu górnego:</p> <ul style="list-style-type: none"> utwory przepuszczalne - osadziłone: czwartorzęd (Q-piaski, żwir), trzeciorzęd (Tr-piaski o miąższości ~50 m, gipsy i sły, zlepieńce), trasy (T-wąpniace dolomity), juras (J-wąpniace), perm (P-zlepieńce) utwory nieprzepuszczalne - osadziłone: czwartorzęd (Q-gliny, mulki), trzeciorzęd (Tr-ły o miąższości ~50 m) nasunięcie kłodzkie - flisz (kroda + trzeciorzęd) 	<p>Utwory karbonu produktywnego:</p> <ul style="list-style-type: none"> kłodzka seria piaskowca (KSP) seria miłowcowa (SM) górnoląka seria piaskowca (GSP) seria paraliczna (SP) 	<p>Podłoże karbonu produktywnego</p> <ul style="list-style-type: none"> Karbon górny Karbon dolny dewon górny dewon środkowy dewon dolny kambry perm
<p>Legenda:</p> <ul style="list-style-type: none"> Zasięg złoża soli Wybrane otwory geologiczne Obszar górniczy kopalni węgla kamiennego Schemat rozciągnięcia złoża przyjęty dla obszaru górniczego Strefa zasłania karbonu górnego Zasięg wpływu oddziaływania eksploatacji górniczej kopalni węgla kamiennego 	<p>Udokumentowana mineralizacja wód [g/dm³]</p> <ul style="list-style-type: none"> 237,0 - w otworze 2,7 - w kopalni 10 - izolacje mineralizacji wód [g/dm³] <p>Typy hydrochemiczne:</p> <ul style="list-style-type: none"> wody wapienno-wapno-węglane wody typu Ca-Na wody typu Ca-Na-Cu 	<p>Podłoże karbonu produktywnego</p> <ul style="list-style-type: none"> Karbon górny Karbon dolny dewon górny dewon środkowy dewon dolny kambry perm

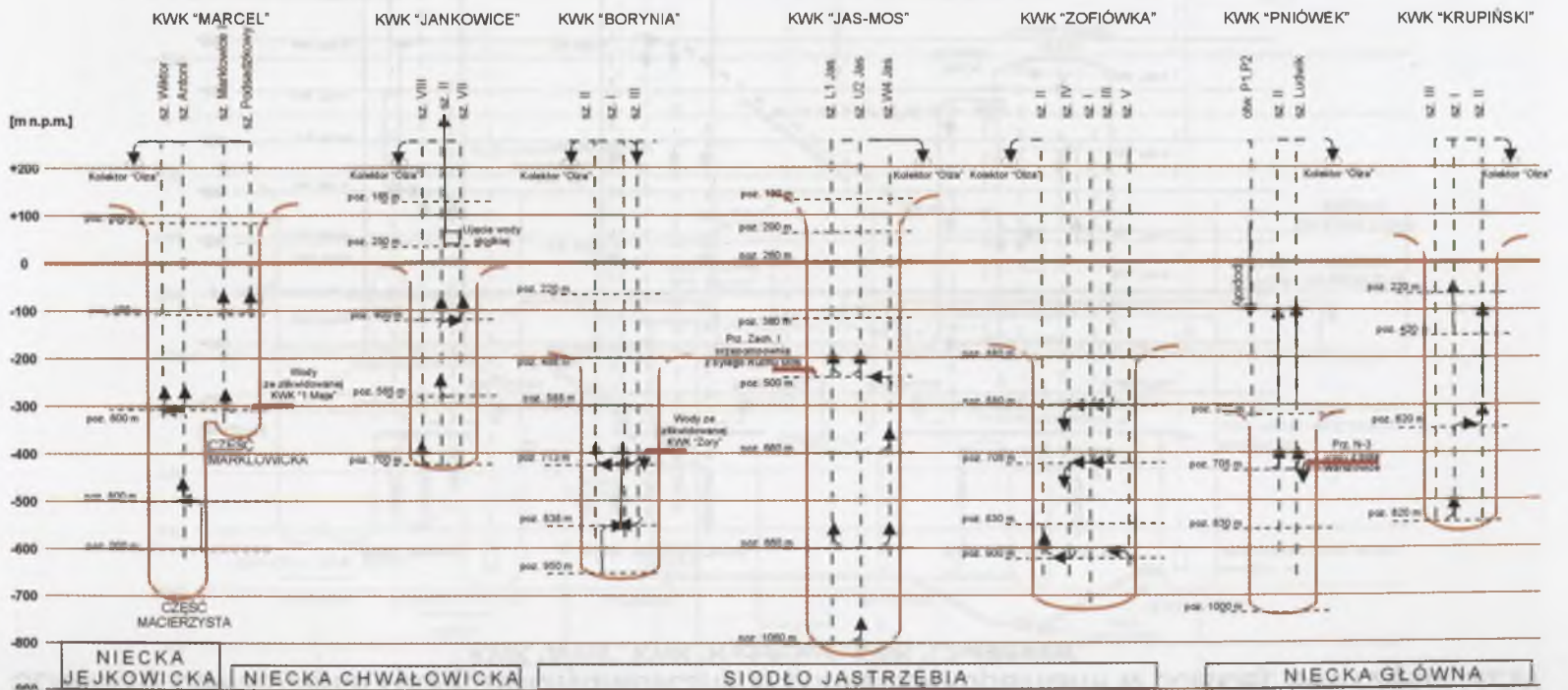
225

226

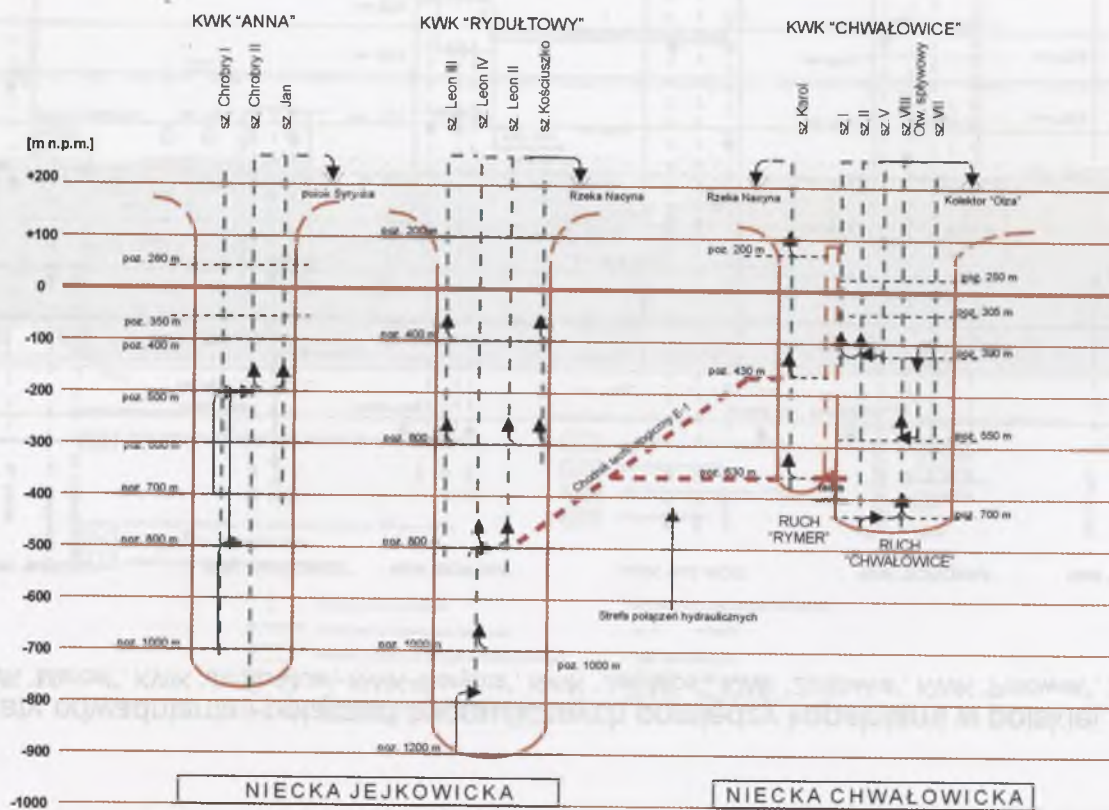


Schematy odwadniania i połączeń hydraulicznych pomiędzy kopalniami w polskiej, SW części GZW KWK "Marcel", KWK "Jankowice", KWK "Borynia", KWK "Jas-Mos", KWK "Zofiówka", KWK "Pniówek", KWK "Krupiński"

227

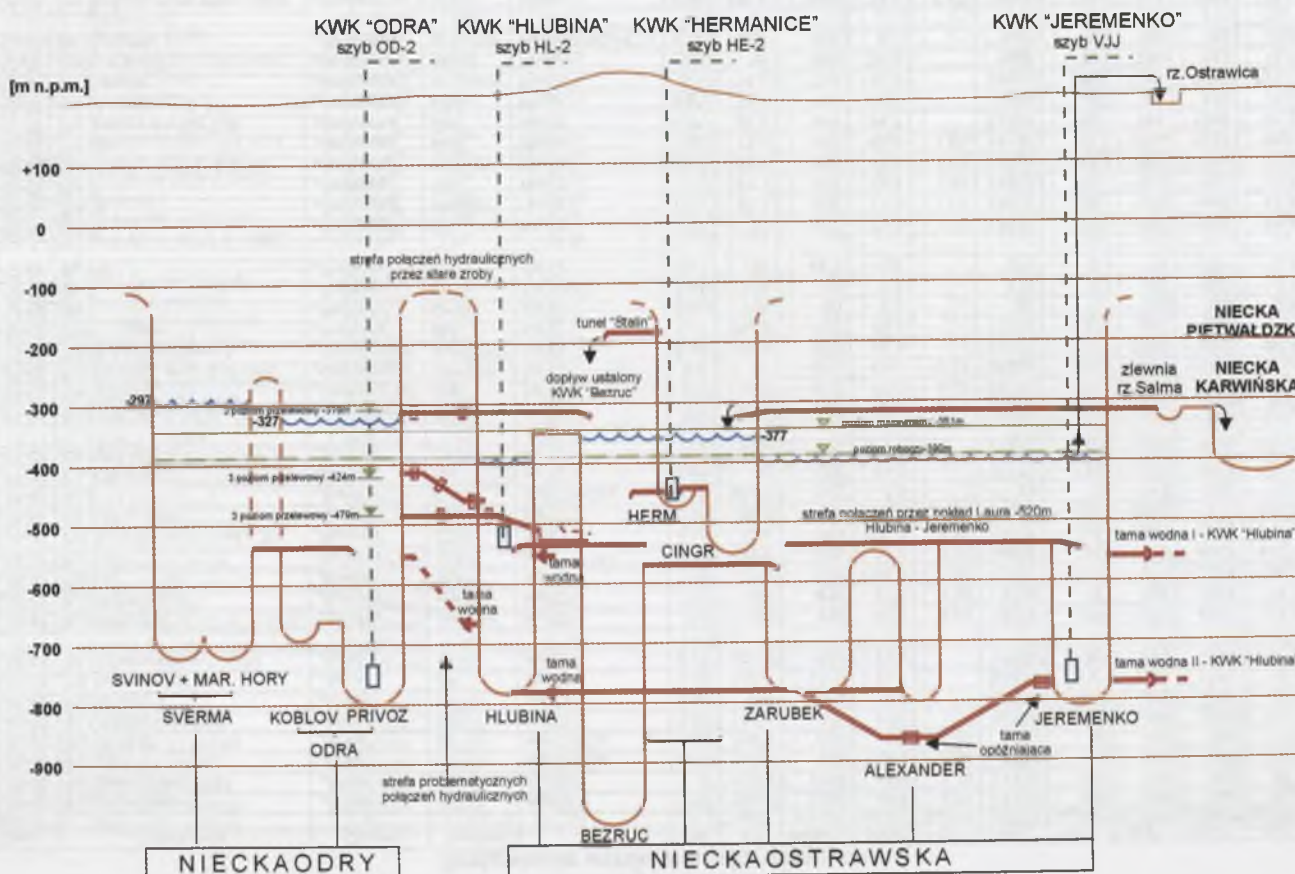


Schematy odwadniania i połączeń hydraulicznych pomiędzy kopalniami w polskiej, SW części GZW KWK "Anna", KWK "Rydułtowy", KWK "Chwałowice"



228

Schemat połączeń hydraulicznych pomiędzy kopalniami w czeskiej części GZW (wg Grmeli - niepublikowane)



229

Zestawienie wyników analiz własnych

Zał. 3

Nr próbki	Data dd-mm-rr	Lokalizacja	Obszar	Dopytyw	Typ	pH	Eh [mV]	Poziom [m p.p.l.]	PEW [mS/cm]	Li ⁺ [mg/dm ³]	Na ⁺ [mg/dm ³]	K ⁺ [mg/dm ³]	Mg ²⁺ [mg/dm ³]	Ca ²⁺ [mg/dm ³]	Sr ²⁺ [mg/dm ³]	Mn ²⁺ [mg/dm ³]	Fe _{tot} [mg/dm ³]
26	27-03-02	Prz gł dw osob	„Anna”	SP	Na-Cl	7,72	165,5	1000	46,4	0,05	11524	153	614	746	16,0	0,46	0,11
27	27-03-02	Prz poch do poz 900	„Anna”	SP	Na-Cl	7,19	106,1	1000	46,6	1,56	11473	157	613	742	16,1	0,43	0,09
28	27-03-02	Prz centr	„Anna”	SP	Na-Cl-SO ₄	8,07	123,4	800	13,9	0,65	3455	34	135	127	4,9	0,04	0,02
29	27-03-02	Prz Gł ne E	„Anna”	SP	Na-Cl-SO ₄	8,04	154,5	800	14,5	0,63	3509	34	135	132	4,6	0,02	0,05
85	17-01-03	Sz Chrobry I rzapie	„Anna”	SP	Na-Cl	7,03	104,4	1000	82,6		33106	366	1465	2415	38,1	0,62	0,51
86	17-01-03	Prz łączący II	„Anna”	SP	Na-Cl	6,96	180	1000	50,2		15070	190	675	1056	18,3	0,26	1,03
87	17-01-03	Prz transp w 707/1-2	„Anna”	SP	Na-Cl	6,85	190,7	1000	70,7		24628	337	1268	2323	35,9	0,33	1,13
88	17-01-03	Ch pojemnościowy	„Anna”	SP	Na-Cl	6,79	207,3	1000	73,4		27594	190	679	1114	17,8	0,60	0,86
14	20-02-02	pp3/III Prz kier S	„Borynia”	SM+GSP	Na-Cl	7,2	160	838	76,6	9,58	18578	270	1232	4253	217,5	1,31	0,12
15	20-02-02	pp2/III Prz kier S	„Borynia”	SM+GSP	Na-Cl	7,7	163	838	37,5	4,29	8368	97	654	1946	75,2	1,16	0,18
34	09-04-02	Prz I W	„Borynia”	SM	Na-Cl	7,16	115	838	54,0	5,42	12767	114	976	2204	124,3	1,55	0,31
35	09-04-02	Prz I E	„Borynia”	SM	Na-Cl	6,72	131,2	838	70,4	8,03	16953	220	1058	4043	142,1	1,87	0,03
36	09-04-02	Prz Świerkłański E dopł z Żor	„Borynia”	ŻORY	Na-Cl	6,18	79,6	713	102,3	4,88	28435	245	2509	4995	217,1	3,94	8,12
51	13-06-02	Ch A32 w 406/3	„Borynia”	SM	Na-Cl	5,95	52,5	838	102,7	21,77	31329	428	2245	7472	405,8	0,91	27,30
66	21-11-02	Sz II	„Borynia”	Q+Tr	Ca-Cl-HCO ₃	6,45	203,5	342	1,2		34	3	17	166	0,9	0,22	0,36
67	21-11-02	Ch A32 w 406/3	„Borynia”	SM	Na-Cl	5,96	69	838	81,0		21272	234	1003	3814	206,4	1,66	10,29
68	21-11-02	Ch taśm c-35 w 417/1; otw 240	„Borynia”	GSP	Na-Cl	5,8	65,3	838	101,8		27377	429	1636	6855	285,5	1,33	23,66
1	21-01-02	PP71 Prz. Poch do poz.700	„Chwałowice”	SM	Na-Cl	7,5	143,1	700	72,0	2,13	20878	239	1478	1610	35,8	1,24	0,02
2	21-01-02	Otw 707/01	„Chwałowice”	SM	Na-Cl	6,6	36,5	550	90,8	3,02	25745	284	1711	1960	44,9	0,53	1,99
3	21-01-02	Prz. IE pp52, wypl. Zza tamy	„Chwałowice”	SM+GSP	Na-Cl	6,8	97	550	90,0	3,28	26275	294	1697	1983	60,4	0,95	0,04
69	21-12-02	Prz IE wypl zza tamy 8	„Chwałowice”	SM+GSP	Na-Cl	6,48	96,5	550	89,5		26004	271	1559	1963	44,8	0,66	0,06
70	21-12-02	PP71 - rzapie	„Pniówek”	SM	Na-Cl	7,14	104,2	700	48,1		11538	131	661	899	16,5	0,58	0,06
71	21-12-02	Sz I	„Pniówek”	Q+Tr	Ca-Cl	6,53	138	60	2,2		38	17	48	326	0,9	0,46	0,08
72	21-12-02	Sz II	„Pniówek”	Q+Tr	Ca-Na-Cl	5,64	169	50	7,1		473	5	98	1069	2,1	5,91	0,14
73	21-12-02	Sz VIII	„Pniówek”	Q+Tr	Ca-Cl	5,81	150	49,5	5,8		273	5	74	1101	2,2	5,56	1,59
21	19-03-02	Prz N	„Jankowice”	SP	Na-Cl	7,17	71	565	71,2	1,73	18976	205	1078	1556	65,3	0,83	0,16
22	19-03-02	Prz W	„Jankowice”	SM+GSP	Na-Cl	7,13	52,1	565	72,6	1,69	19178	202	1104	1489	61,6	0,69	0,20
23	19-03-02	Prz S	„Jankowice”	GSP	Na-Cl	7,11	81,1	565	59,4	1,49	14940	158	945	1503	72,9	0,91	0,20
24	19-03-02	Dow sc Z5 w 413/1+2 zroby	„Jankowice”	GSP+ZR	Na-Cl	6,77	66,1	565	48,8	1,23	13083	126	560	719	20,8	0,63	0,11
25	19-03-02	Prz gaz	„Jankowice”	GSP	Na-Cl	7,05	13,5	565	66,0	1,85	18137	177	1023	1545	89,6	0,53	0,10
80	19-12-02	Prz gazowy między 503	„Jankowice”	GSP	Na-Cl	6,91	36,5	565	54,7		13263	168	764	1288	63,5	0,17	0,03
81	19-12-02	Prz IA między 415-417	„Jankowice”	GSP	Na-Cl	6,87	75,5	565	11,7		2260	33	96	133	4,3	0,04	0,02
82	19-12-02	Sz III rzapie	„Jankowice”	Q+Tr+GSP	Na-Cl	6,9	74,7	700	86,0		25139	249	1311	3082	121,2	0,40	0,05
83	19-12-02	Zroby w 405/1	„Jankowice”	SM+P	Na-Cl	7,52	98	565	31,4		7652	79	240	427	15,1	0,08	0,00
84	19-12-02	Sz VI rzapie	„Jankowice”	Q+Tr+GSP	Na-Ca-Cl-SO ₄ -HCO ₃	6,74	160,7	565	1,1		130	6	20	56	0,2	0,11	0,06
37	10-04-02	Prz do 510/1 w ze strop (-600)	„Jas-Mos”	GSP	Na-Cl	5,16	165,5	860	73,6	5,02	18134	239	1279	3266	122,3	5,34	31,10
38	10-04-02	Ch odst 510/1 spag	„Jas-Mos”	GSP	Na-Cl	7,35	137,6	860	84,3	6,98	21180	333	1643	4330	170,3	1,90	0,22
39	10-04-02	Prz E otw G99/89	„Jas-Mos”	SP	Na-Ca-Cl	5,99	75,6	860	102,4	13,65	26240	334	2004	7068	336,1	1,72	20,91
40	10-04-02	Podsz sz gł Sz I	„Jas-Mos”	SP	Na-Ca-Cl	5,88	100	1060	113,5	19,69	29354	330	2264	9012	455,0	2,20	28,00
74	21-11-02	Sz Jas VI	„Jas-Mos”	Q+Tr	Ca-Na-HCO ₃ -Cl	8,33	84,6	0	1,9		200	6	3	193	0,5	0,24	0,30
75	21-11-02	otw TO59/02	„Jas-Mos”	GSP+P	Na-Cl	7,41	520	400	38,2		10230	161	414	1077	21,0	1,34	0,04
76	21-11-02	Prz Wsch otw G99/89-90	„Jas-Mos”	GSP	Na-Cl	5,91	100	600	92,7		27355	354	2004	6969	264,9	1,63	20,13

cd. zał. 3

Nr próbki	Data dd-mm-rr	Lokalizacja	Obszar	Litologia	Typ	pH	Eh [mV]	Poziom [m p.p.l.]	PEW [mS/cm]	Li ⁺ [mg/dm ³]	Na ⁺ [mg/dm ³]	K ⁺ [mg/dm ³]	Mg ²⁺ [mg/dm ³]	Ca ²⁺ [mg/dm ³]	Sr ²⁺ [mg/dm ³]	Mn ²⁺ [mg/dm ³]	Fe _{tot} [mg/dm ³]
16	05-03-02	Otw TS8 Ch N9 w 329/2	„Krupiński”	SM	Na-Cl	6,61	-15,3	620	127,5	6,26	38310	377	2476	5117	193,9	1,32	22,07
17	05-03-02	Ch E5 w 329/2	„Krupiński”	SM	Na-Cl	6,97	33,3	620	118,9	6,33	34363	324	2725	4818	184,1	1,37	0,82
18	05-03-02	Prz NI w z 316 (zza Tamy)	„Krupiński”	SM	Na-Cl	6,66	16	620	118,2	4,34	35942	338	1756	2939	84,1	2,44	7,91
19	05-03-02	Prz taśm N1	„Krupiński”	SM	Na-Cl	6,87	-10,2	807	151,3	9,78	49104	457	3336	6128	228,2	1,39	6,28
20	05-03-02	Ch N11 w 329/2	„Krupiński”	SM	Na-Cl	6,97	132,7	820	131,8	5,74	39323	410	2655	4920	152,5	1,93	0,11
57	20-11-02	Prz NI w z 316 (zza Tamy)	„Krupiński”	SM	Na-Cl	6,49	23,5	620	108,0		35661	353	1842	2989	61,3	1,55	2,80
58	20-11-02	Ch E5 w 329/2	„Krupiński”	SM	Na-Cl	6,53	-5,5	620	106,0		34834	316	1264	4763	107,9	0,83	4,80
59	20-11-02	Prz taśm N1	„Krupiński”	SM	Na-Cl	6,58	1	807	132,8		52143	491	3885	6373	121,6	0,78	2,63
41	24-04-02	Prz Marklowicki I zza tamy	„Marcel”	SP	Na-Cl	6,48	120,7	600	126,0	6,94	43590	478	3557	5973	280,7	1,53	0,72
42	24-04-02	Ch ścian M11 p 707/2	„Marcel”	SP	Na-Cl	5,61	148	600	161,8	9,65	72659	780	1816	8505	300,1	1,53	3,12
50	27-05-02	Ch C5 otw spl w z 501/2	„Marcel”	SP	Na-Cl	5,9	95	600	104,4	16,04	32256	362	2733	4046	156,0	0,97	0,57
63	19-11-02	Przek M11	„Marcel”	SP	Na-Cl	7,4	89	850	119,8		39683	625	3157	3236	47,3	0,36	0,16
64	19-11-02	Ch bad W4 w 503-504	„Marcel”	SP	Na-Cl	7,14	124,7	400	32,0		7768	77	216	496	20,9	0,17	0,00
65	19-11-02	Poch M1 w 703/1-2 - 705/1	„Marcel”	SP	Na-Cl	7,08	147,2	820	117,8		38482	599	3010	3158	46,3	1,01	0,03
10	07-02-02	pp47 Prz kier E(ściek)	„Pniówek”	SM	Na-Cl	6,5	60,5	830	85,0	7,06	20230	151	1526	3953	101,0	1,26	0,11
11	07-02-02	Prz kier E mb2140	„Pniówek”	SM	Na-Cl	6,7	82,8	830	66,7	5,27	15449	100	1012	2587	55,6	0,89	0,18
12	07-02-02	Prz taśm N2 rozlewisko	„Pniówek”	SM	Na-Cl	7	131,4	1000	143,8	19,17	42987	266	3273	9486	297,4	1,81	0,08
13	07-02-02	Poch PI w 363 mb86	„Pniówek”	SM	Na-Cl	6,1	56,8	830	116,2	13,85	31376	277	2032	6680	209,8	0,56	12,03
4	04-06-01	Otw TO216/95	„Pniówek”	SM+ZR	Na-Cl	6,9		830		1,20	3936	29	243	420	10,2	0,11	0,01
5	04-06-01	Sz II wypl. punkt. zza obmurza	„Pniówek”	Q	Na-Ca-HCO ₃	8,3		78		0,01	74	1	4	42	0,5	0,01	0,03
52	14-11-02	Poch PI w 363 mb86	„Pniówek”	SM	Na-Cl	6,55	30,3	830	101,1		32397	309	2081	5432	186,4	0,67	0,83
53	14-11-02	Poch PIII w 401/1	„Pniówek”	SM	Na-Cl	6,02	48	830	108,1		32634	318	2225	6040	216,6	0,72	2,79
54	14-11-02	Ch W-4 w 360/1	„Pniówek”	SM	Na-Cl	6,3	18,8	830	71,6		18932	143	1282	2668	65,9	1,26	0,13
6	04-06-01	pp50 Upad went- rzapie	„Pniówek”	SM	Na-Cl	7,2		1000		15,21	32408	278	2288	6202	273,7	3,69	0,06
7	04-06-01	pp51 Prz wznoszący N10 rzapie	„Pniówek”	SM+GSP	Na-Cl	7,3		1000		5,90	15167	107	1116	2767	101,8	0,23	0,02
8	07-02-02	pp21 Przek kier E	„Pniówek”	SM	Na-Cl	6,9	31,6	705	87,4	5,09	22091	256	1542	3190	70,6	1,46	

Nr próbki	Data dd-mm-rr	Lokalizacja	Obszar	Litologia	Typ	pH	Eh [mV]	Poziom	PEW	Li ⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Mn ²⁺	Fe _{tot}
								[m s.p.l.]	[mS/cm]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]
G1	01-11-02	Prz. 1500	„CSA“	DB	Na-Cl	7,4		750			11702	131	425	1164	28,8	0,74	11,24
G2	01-11-02	Prz 1270	„CSA“	DB	Na-Cl	7,2		750			13104	150	481	1375	31,8	1,28	1,01
G-10	15-04-03	Chodnik 260 126	„CSM Sever“	DB	Na-Cl	7,28	87	860	9,5		5581	53	116	156		0,09	0,63
G-11	15-04-03	Chodnik 3404, p	„CSM Sever“	DB	Na-Cl	6,51	35,6	624	8,3		7297	85	180	303		0,41	1,14
G-12	15-04-03	Chodnik 400 340/1	„CSM Jih“		Na-Cl	6,5	63,8	790	54,9		13887	124	457	813		0,54	0,80
G3	02-11-02	Otw. Np373 Darkov	Darkov	DB	Na-Cl	7,08	-162,4	450	35,5		10428	97	306	758	12,3	0,78	8,85
G4	02-11-02	Otw. Helena Darkov	Darkov	DB	Na-Cl	7,06	-124	160	25,4		6860	65	165	382	4,9	0,38	0,33
G-5	22-11-02	Otw. Np791	Klimkovice	DB	Na-Cl	6,51	0	434	59,2		14197	136	653	2302	36,0	1,82	9,78
G-6	22-11-02	Otw. Np795	Klimkovice	DB	Na-Cl	6,55	-32	638	61,2		14725	142	687	2373	37,5	1,96	15,45
G-7	22-11-02	Otw. Np794	Klimkovice	DB	Na-Cl	6,57	-30	730	60,0		15084	141	650	2303	37,1	2,11	13,30
G-8	23-11-02	Sz. Žofie	Petřvald	PDP	Na-Cl	7,36	86,4	713	17,6		3782	43	174	274	9,7	0,56	0,04
G-9	23-11-02	Sz. Jeremenko	Ostrava	ODP	Na-Cl	6,92	102	619	24,6		5674	46	214	311	13,5	0,57	0,04

W kolumnie "Dopływ" zamieszczono informacje na temat składowych antropogenicznych analizowanych wód kopalnianych oraz stratygrafii utworów z których pochodzą dopływy naturalne. Objaśnienia oznaczeń:

Q – utwory czwartorzędowe
 Tr – utwory trzeciorzędowe
 DB – warstwy dębowieckie
 SM – Seria Mułowcowa
 GSP – Górnosiąska Seria Piaskowcowa
 SP – Seria Paraliczna

ODP – wody zbiorcze niecki ostrawskiej
 PDP – wody zbiorcze niecki pietwałdzkiej

P – możliwe odcieki z lokowanych popiołów
 ZR – dopływy ze zrobów
 ŻORY – dopływy ze zlikwidowanej KWK „Żory“

Nr próbki	Ba ²⁺	Zn	Cu	Ni	Cl ⁻	Br ⁻	I ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	HCO ₃ ⁻	B	As	Co	Cr	Se	δ ¹⁸ O	δ ² H
	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	[mg/dm ³]	‰ vs SMOW	‰ vs SMOW
26	2,1	0,177	0,005		19852	86,0	< 1	1234	3,3	0	522	3,68	0,333	0,002	0,002	0,35		
27	2,1	0,204	0,001		19675	86,0	< 1	1214	< 2	0	512	3,46	0,417	0,002	0,002	0,45	-7,39	-53,4
28	0,8	0,008	0,003		3758	14,3	< 1	1992	2,5	0	1058	3,80	0,292	< 0,001	0,002	0,17		
29	0,4	0,027	0,006		3935	14,5	< 1	1955	2,2	0	1150	3,61	0,333	0,001	0,008	0,25	-8,43	-58,3
85	0,2	0,127	0,014	0,018	58847	170,1	< 1	3223		1,82	238		< 0,001	0,014	0,004	0,99	-5,13	-40,5
86	0,3	0,019	0,007	0,005	26942	93,5	< 1	1381		0,14	641		0,200	0,001	0,002	0,49	-6,8	-50,5
87	0,1	0,012	0,012	0,024	45376	166,7	< 1	3169		0,33	250		0,200	0,013	0,003	0,87	-5,33	-41,5
88	0,3	0,084	0,005	0,002	45021	90,7	< 1	1421		0,13	638		0,200	0,002	0,002	0,55		
14	805,3	0,199	0,054		40059	224,0	5,5	5	15,0	0	205	1,59	0,302	0,036	0,003	0,78		
15	9,9	0,195	0,019		18611	90,0	1,1	30	3,0	0	116	0,12	0,146	0,031	0,005	0,29		
34	78,7	0,063	0,005		27474	134,0	0,6	17	12,0	0	201	0,23	0,167	0,057	0,002	0,44		
35	6,9	0,006	0,003		37932	166,0	3,8	125	12,0	0	110	0,70	0,200	0,015	0,002	0,63	-4,59	-36,2
36	414,4	0,007	0,001		62747	459,0	10,2	8	17,0	0	101	0,03	0,200	0,014	0,006	1,16	-4,43	-31,5
51	1355,7	0,020	0,002		72050	338,0	4,1	< 1	0,0	0	82	0,85	0,052	0,001	0,016	0,29		
66	3,8	0,007	0,019	0,008	293	1,5	< 1	16	2,2	0	195		0,354	0,001	0,002	0,21		
67	327,0	0,138	0,024	0,349	44956	211,5	< 1	< 1	0,0	0	189		0,156	0,050	0,006	0,33	-4,12	-28,2
68	785,6	2,802	0,018	0,032	62188	313,9	6,6	< 1	0,0	0	140		0,760	0,005	0,017	0,40	-2,41	-21,2
70	2,2	0,062	0,014	0,014	21554	49,0	< 1	800	5,3	0	146		0,250	< 0,001	0,001	0,18		
71	1,0	0,414	0,012	0,004	619	1,3	< 1	67	10,7	0	168		0,250	0,001	0,001	0,06		
72	2,4	0,012	0,008	0,001	2748	6,2	< 1	345	0,0	0	61		0,313	0,001	0,001	0,03	-8,89	-64,7
73	2,3	0,088	0,011	0,001	2357	3,8	< 1	440	1,0	0	43		0,260	0,001	0,002	0,04	-9,52	-67,4
1	0,3	0,171	0,005		40590	101,0	3,8	759	6,0	0	212	0,76	0,479	0,014	0,003	1,95	-5,33	-40,1
2	4,3	0,020	0,001		49098	95,0	8,4	936	< 2	0	204	2,00	0,198	0,009	0,006	0,59	-4,93	-36,8
3	0,9	0,017	0,002		49630	64,0	10,5	753	< 2	0	199	2,11	0,040	0,009	0,002	0,81	-5,12	-35,3
69	1,1	0,006	0,006		49556	137,3	7,3	795	0,0	0	232		0,302	0,001	0,002	0,09		
21	228,1	0,002	0,012		36340	89,0	4,2	< 1	3,6	0	213	1,46	0,052	0,002	0,003	0,42	-7,04	-51,5
22	214,8	0,013	0,006		37220	83,0	3,8	1	< 2	0	175	1,04	0,020	< 0,001	0,003	0,40	-6,96	-49,2
23	168,9	0,021	0,007		29250	105,0	3,2	< 1	< 2	0	201	0,27	0,030	0,007	0,003	0,33	-7,43	-53,6
24	2,3	0,007	0,003		23930	56,0	2,3	308	4,6	0		0,20	0,052	0,002	0,002	0,27		
25	296,2	0,016	0,012		35450	119,0	4,6	< 1	8,4	0	176	0,56	0,010	0,002	0,002	0,35	-6,96	-47,6
80	263,7	0,027	0,013	0,003	25170	101,5	< 1	4	1,9		165		< 0,001	0,003	0,002	0,47		
81	18,9	0,006	0,013	0,003	4112	12,1	< 1	1			186		< 0,001	< 0,001	0,001	0,16		
82	352,4	2,197	0,013	0,004	49985	161,0	3,1	4	3,1		98		< 0,001	0,001	0,001	1,02	-5,89	-43,5
83	0,4	0,010	0,017	0,005	13471	23,0	< 1	196	3,2		439		0,100	0,001	0,001	0,30	-7,28	-49,9
84	0,5	0,179	0,044	0,002	184	0,3	< 1	144	16,1	0,37	143		0,600	0,001	0,001	< 0,01		
37	371,6	0,005	0,012		39350	380,0	12,7	3	14,0	0	9	0,09	0,010	0,002	0,013	0,97	-3,04	-18,7
38	485,8	0,074	0,003		47149	531,0	11,4	10	26,0	0	107	0,00	0,010	0,011	0,003	1,01	-2,28	-18,5
39	1214,0	0,010	0,001		62038	547,0	8,3	5	20,0	0	125	0,36	0,115	0,001	0,013	1,10	-2,67	-19,6
40	1347,7	0,009	0,000		71609	699,0	3,3	14	28,0	0	131	0,06	0,030	0,001	0,012	1,17	-3,83	-28,3
74	2,0	0,006	0,006	0,002	332	1,3	< 1	6	10,0	0	601		0,594	0,001	0,002	0,17		
75	1,1	0,005	0,011	0,002	18080	81,8	< 1	419			348		0,300	0,001	0,003	0,76	-4,47	-35,3
76	1696,8	0,013	0,012	0,001	61329	328,1	< 1	< 1			110		< 0,001	0,000	0,013	1,21	-2,65	-26,5

Nr pr3bki	Ba ²⁺ [mg/dm ³]	Zn [mg/dm ³]	Cu [mg/dm ³]	Ni [mg/dm ³]	Cl ⁻ [mg/dm ³]	Br ⁻ [mg/dm ³]	I ⁻ [mg/dm ³]	SO ₄ ²⁻ [mg/dm ³]	NO ₃ ⁻ [mg/dm ³]	NO ₂ ⁻ [mg/dm ³]	HCO ₃ ⁻ [mg/dm ³]	B [mg/dm ³]	As [mg/dm ³]	Co [mg/dm ³]	Cr [mg/dm ³]	Se [mg/dm ³]	δ ¹⁸ O ‰ vs SMOW	δ ² H ‰ vs SMOW
16	624,1	0,183	0,077		77458	284,0	15,6	< 1	< 2	0	0	0,29	0,115	0,001	0,012	0,94	-2,43	-22,1
17	622,9	0,228	0,060		71786	251,0	20,3	< 1	< 2	0	150	0,57	0,094	0,002	0,003	1,06	-2,42	-23,4
18	302,9	0,010	0,004		67355	136,0	21,7	< 1	< 2	0	183	0,70	0,125	0,046	0,009	0,81	-4,5	-33,8
19	675,3	0,013	0,019		101033	355,0	12,0	< 1	13,0	0	104	0,14	0,094	0,002	0,008	1,07	-2,5	-22,5
20	346,8	0,093	0,009		76572	228,0	5,1	1	< 2	0	148	0,14	1,052	0,078	0,003	1,63	-3,18	-29,6
57	306,9	0,012	0,013	0,056	66988	177,6	21,5	< 1	0,0	0	168		0,219	0,034	0,003	0,26		
58	539,8	0,023	0,024	0,005	68896	274,2	22,9	< 1	0,0	0	116		0,188	0,014	0,061	0,36		
59	646,4	0,005	0,015	0,031	100043	351,3	5,3	< 1	0,0	0	92		0,177	0,028	0,004	0,35		
41	1133,3	0,017	0,032		85789	40,0	4,9	2	21,0	0	101	0,67	0,063	0,001	0,003	0,14	-4,28	-34,3
42	1401,1	0,045	0,019		135419	579,0	1,2	14	184,0	0	12	2,08	0,115	0,012	0,002	0,28	-3,58	-28,5
50	0,4	0,018	0,004		67480	226,0	3,7	250	0,0	0	31	0,25	0,063	0,007	0,001	0,18	-4,39	-31,6
63	4,1	0,186	0,021	0,014	77410	285,8	< 1	3035	17,3	0	122		0,177	0,004	0,002	0,29		
64	23,1	0,033	0,012	0,002	13724	62,8	1,7	11	0,0	0	476		0,260	0,001	0,004	0,30	-7,13	-48,1
65	2,0	0,134	0,015	0,014	74554	229,3	< 1	3037	0,0	0	183		0,167	0,001	0,002	0,24	-4,09	-30,9
10	162,7	0,045	0,081		42717	220,0	1,8	22	< 2	17	173	0,20	0,615	0,006	0,000	0,79	-3,26	-28
11	18,2	0,068	0,023		31373	146,0	1,9	26	< 2	13	237	0,03	0,542	0,029	0,000	0,96	-4,13	-31,2
12	587,6	0,107	0,013		91993	500,0	1,4	21	< 2	27	241	0,01	0,656	0,057	0,000	0,76	1,78	-6,3
13	821,9	0,082	0,021		66292	325,0	12,4	1	< 2	3	229	1,24	0,500	0,009	0,009	0,83	2,07	-18,5
4	0,2	0,004	0,001		7799	39,0	2,9	41	< 2	0	183	0,45	0,156	0,002	0,003	0,73	-3,51	-28,6
5	0,1	0,002	0,001		16	0,1	< 1	< 1	0,0	0,3	316	0,04	0,115	0,001	0,002	0,50	-9,11	-65,4
52	872,6	0,005	0,013	0,018	66313	331,9	8,0	< 1			189		0,375	0,008	0,002	0,59		
53	1059,7	0,026	0,008	0,046	69099	366,1	5,8	< 1			256		0,260	0,020	0,003	0,44	-2,14	-19,1
54	211,9	0,035	0,001	0,104	37521	175,6	< 1	< 1			204		0,271	0,029	0,001	0,25	-2,64	-19,9
6	300,4	0,393	0,005		70900	337,0	1,6	1	5,0	0	0	0,09	0,052	0,050	0,001	1,61	-1,68	-30,1
7	110,2	0,029	0,008		32969	142,0	1,0	< 1	10,0	0	140	0,31	0,020	0,008	0,001	0,84	-2,15	-23,4
8	4,8	0,035	0,050		43072	226,0	20,6	97	< 2	0	104	0,47	0,260	0,004	0,002	0,52	-2,67	-24
9	213,1	0,022	0,022		27297	144,0	8,8	10	< 2	0	135	0,83	0,531	0,002	0,004	0,75	-6,03	-44,8
43	0,4	0,014	0,018		1783	5,0	< 5	1339	56,0	0	0	3,28	0,094	0,001	0,028	0,34		
48	0,2	0,054	0,004		13354	41,0	3,7	3270	33,5	64,4	357	9,69	0,063	< ,0001	0,001	0,43	-8,59	-59,8
49	1065,4	0,056	0,008		156160	669,0	2,4	< 1	0,0	0	26	1,79	0,020	0,009	0,018	0,41	-2,88	-25,3
60	3,8	0,034	0,009	0,006	47995	156,3	2,3	5131	6,7	0	198		0,125	0,001	0,002	0,22	-5,56	-39,3
61	4,3	0,011	0,011	0,006	17771	61,0	< 1	1363	14,4	0	336		0,219	0,003	0,002	0,41	-7,1	-53,8
62	1163,4	0,028	0,034	0,551	142720	606,6	< 1	< 1	0,0	0	15		0,167	0,007	0,015	1,39		
30	1,5	0,038	0,002		31019	177,0	0,9	105	12,0	0	143	0,48	0,040	< ,0001	0,002	0,69		
31	708,0	0,074	0,004		98374	312,0	5,5	18	4,0	0	189	1,45	0,052	0,001	0,002	0,76	-1,85	-14,2
32	490,6	0,003	0,001		43426	205,0	8,6	14	7,0	0	122	1,05	0,010	0,006	0,002	0,60	-3,15	-26,6
33	1109,8	0,006	0,003		60265	330,0	12,4	3	10,0	0	198	1,13	0,030	0,002	0,009	1,08	-2,32	-19
77	140,8	0,011	0,007	0,031	14889	77,3	< 1	2			153		< ,0001	0,021	0,003	0,44	-6,83	-49,8
78	773,1	0,106	0,014	0,007	55657	333,5	7,3	< 1			226		< ,0001	0,002	0,003	0,94	-1,9	-14,2
79	6,7	0,007	0,015	0,003	34387	169,0	5,5	422			342		< ,0001	0,001	0,010	0,53	-2,9	-25,4

Nr pr3bki	Ba ²⁺ [mg/dm ³]	Zn [mg/dm ³]	Cu [mg/dm ³]	Ni [mg/dm ³]	Cl ⁻ [mg/dm ³]	Br ⁻ [mg/dm ³]	I ⁻ [mg/dm ³]	SO ₄ ²⁻ [mg/dm ³]	NO ₃ ⁻ [mg/dm ³]	NO ₂ ⁻ [mg/dm ³]	HCO ₃ ⁻ [mg/dm ³]	B [mg/dm ³]	As [mg/dm ³]	Co [mg/dm ³]	Cr [mg/dm ³]	Se [mg/dm ³]	δ ¹⁸ O ‰ vs SMOW	δ ² H ‰ vs SMOW
G1	22,9	0,005	0,004	0,003	22207	100,9	6,8	3			110		0,313	< ,0001	0,007	0,26	-4,43	-33,1
G2	8,3	0,030	0,006	0,005	25092	112,6	9,1	56			43		< ,0001	0,003	0,002	0,36	-4,04	-31,4
G-10	9,0	0,120	0,003	0,001	9570	48,9	5,7	13			194		0,900	0,003	0,001	0,17	-7,12	-50,1
G-11	3,4	0,121	0,002	0,004	12762	60,4	6,7	134			175		1,500	0,001	0,001	0,22	-6,48	-47,2
G-12	18,0	0,149	0,005	0,005	24106	126,6	10,7	17			121		0,100	0,001	0,011	0,11	-5,54	-42,6
G3	18,8	0,052	0,034	0,005	19083	86,9	25,8	1			204		< ,0001	0,001	0,006	0,33	-2,55	-17,2
G4	6,3	0,115	0,006	0,004	11990	60,5	24,7	2			287		< ,0001	0,001	0,001	0,24	-6,96	-47,1
G-5	12,1	0,010	0,008	0,003	28917	141,3	44,1	< 1	0,0		238		0,229	0,001	0,005	0,29	-3,66	-30,2
G-6	10,7	0,011	0,021	0,003	29960	165,5	51,5	< 1	0,0		256		0,250	0,001	0,007	0,35	-3,62	-27,4
G-7	13,5	0,004	0,010	0,002	30277	153,2	54,1	< 1	0,0		244		0,260	< ,0001	0,006	0,34		
G-8	1,9	0,004	0,009	0,001	6640	36,1	< 1	75	1,6		708		0,480	0,001	0,009	0,39	-8,22	-57,3
G-9	15,4	0,003	0,001	0,001	9128	41,8	< 1	405	0,0	0	1513		0,625	0,001	0,001	0,91	-7,6	-55,8

IDENTYFIKACJA PROCESÓW FORMUJĄCYCH CHEMIZM WÓD PODZIEMNYCH W WARUNKACH DRENAŻU GÓRNICZEGO W POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO

Streszczenie

Działalność górnicza jest zasadniczym czynnikiem zmian środowiska hydrogeochemicznego utworów wodonośnych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Informacje na temat przyczyn zmienności charakterystyk fizykochemicznych wód kopalnianych w południowo-zachodniej części GZW mogą znaleźć zastosowanie praktyczne. Pozwalają one bowiem na określenie pochodzenia dopływów do czynnych wyrobisk, prognozowanie składu wód kopalnianych w warunkach zmian systemu drenażu górniczego, monitoring jakości wód podziemnych na terenie likwidowanych kopalń oraz, w perspektywie, przewidywanie hydrogeochemicznych efektów sekwestracji dwutlenku węgla.

Głównym celem niniejszej pracy była identyfikacja procesów formowania składu oraz charakterystyka wód kopalnianych w obszarach górniczych południowo-zachodniej, polskiej i czeskiej części GZW. Badania prowadzono w zasięgu dwu rejonów hydrochemicznych GZW (według podziału Rózkowskiego, red. 2004). Rejon R4 - niecki chwałowickiej i jejkowickiej cechuje występowanie okien hydrogeologicznych w utworach trzeciorzędowych, intensywny drenaż górnicy oraz tektonika o charakterze fałdowo-zrębowym. W rejonie R7, w nadkładzie karbonu znajdują się miąższe, izolujące utwory trzeciorzędowe, tektonika ma charakter blokowy, a dopływy do kopalń są niskie. Analizowano również środowisko hydrogeochemiczne obszarów górniczych czeskiej części GZW. Zwrócono uwagę na występujące tu wody podziemne utworów dolnego badenu, stanowiące główne zagrożenie dla prowadzonych prac górniczych, z drugiej zaś strony wykorzystywane w balneologii.

Zakładano, iż analizy chemiczne i izotopowe oraz rozpoznanie warunków hydrogeologicznych pozwalają, przy użyciu odpowiednich procedur interpretacyjnych, na identyfikację procesów formowania składu oraz określenie pochodzenia wód kopalnianych. Zagadnienia te nie były dotychczas kompleksowo opracowane dla południowo-zachodniego fragmentu GZW, obejmującego także część czeską, mimo znacznego podobieństwa i dużej współzależności problematyki górnicy i hydrogeologicznej.

Jednym ze efektów pracy było zgromadzenie w jednolitej bazie, pochodzących z różnych źródeł, danych opisujących chemizm wód kopalnianych. Zawarte w niej analizy własne zawierają, niepodawane dotąd przez innych autorów, wyniki oznaczeń wykonywanych w terenie, warunkujące rzetelność interpretacji. Walorem przeprowadzonych obliczeń hydrochemicznych z uwagi na wysoką mineralizację wód jest wykorzystanie modelu Pitzera, który stosowano, o ile było to możliwe, dla określenia relacji aktywności jonów. Rozpoznanie hydrogeologicznych oraz technologicznych przesłanek formowania chemizmu wód prowadzono, rozpoczynając od poziomu kolejnych wyrobisk. Tak precyzyjne opracowanie

pozwoili na przedstawienie spostrzeżeń o charakterze regionalnym. Ma ono też wymiar praktyczny, ukazując interpretację przypadków, wynikających z hydrogeologicznej praktyki górnicy.

Zróznicowanie chemizmu wód kopalnianych w warunkach drenażu górniczego oraz strefowość i chemizm wód kopalnianych przedstawiono bazując na oznaczeniach fizykochemicznych parametrów wód. Stwierdzono, iż spowodowane drenażem zmiany środowiska hydrogeochemicznego dowodzą intensywnego udroźnienia masywu skalnego. Spąg strefy intensywnej wymiany występuje na głębokości od około 100 m p.p.t. w kopalniach rejonu hydrochemicznego R7, do 800 m p.p.t. w kopalniach rejonu R4, gdzie równocześnie zaznaczają się domieszki wód, pochodzących z trzeciorzędowych poziomów wodonośnych. Wody kopalniane, o parametrach typowych dla strefy intensywnej wymiany, napotykane w Okręgu Karwińskim, nawet do głębokości 1155 m p.p.t., są związane z domieszkami wód technologicznych. W nieckach jejkowickiej i chwałowickiej w ciągu ostatnich dwudziestu lat ograniczeniu uległ zasięg strefy stagnacji hydrodynamicznej na rzecz powiększonego zasięgu wód kształtowanych w warunkach utleniających, w strefie utrudnionej wymiany.

Interpretację pochodzenia dopływów z karbońskiego kompleksu wodonośnego do wyrobisk kopalń polskiej części GZW przeprowadzono na podstawie własnych analiz chemicznych i izotopowych, posługując się podziałem, opartym na rezultatach badań Rózkowskiego i Przewłockiego (1974, 1987), Pluty i Zuberka (1995) oraz Rózkowskiego (1995, 2003), nawiązującym do teorii paleohydrogeologicznego rozwoju zapadliska górnośląskiego w ujęciu Pałysa (1966) oraz Rózkowskiego et al. (1979). Zidentyfikowano występowanie następujących typów wód: III – najstarszych solanek infiltracyjnych; wód związanych z zasilaniem pretortońskim; VII – wód ostatniego trzeciorzędowego cyklu infiltracyjnego oraz: Q – wód infiltracji czwartorzędowej. Wyróżniono także mieszaniny, złożone z wymienionych składników końcowych.

Rezultaty analiz izotopowych pozwoliły wykazać, iż wody współczesne mieszają się z wodami głębokich poziomów – do głębokości 1000 m p.p.t. Domieszki wód podziemnych pochodzących z utworów trzeciorzędu stwierdzono w wodach pobranych z głębokości sięgających 800 m p.p.t. Ilustruje to pogłębienie zmian środowiska hydrogeochemicznego utworów karbonu GZW, gdyż dotychczas napotymano je na poziomach do 600 m p.p.t.

Na podstawie analizy korelacji między przepływami i stężeniami substancji zawartych w wodach dopływających do wyrobisk dowiedziono, iż jedynie w sporadycznych przypadkach, przy ustabilizowanych warunkach technologii i wielkości eksploatacji, możliwe jest zdefiniowanie zmian chemizmu wód kopalnianych w funkcji zmian drenażu górniczego.

Stosując grupowanie metodą rozmytych k-średnich, wydzielono subpopulacje wód kopalnianych, reprezentujące odmienne środowiska hydrogeochemiczne. Ich analiza prowadzona za pomocą współczesnych technik interpretacji hydrochemicznej pozwoliła na zidentyfikowanie procesów formujących chemizm tych wód:

- Skład wód płytkich wyrobisk jest efektem wysładzania lub wymiany jonowej Ca^{2+} na Na^+ . Zjawiska te zachodzą w udroźnionych przez długotrwałe odwadnianie poziomach

wodonośnych karbonu. Chemizm wód płytkich poziomów może być formowany przy udziale rozpuszczania kalcytu - jednego ze składników przepuszczalnych wkładek w utworach nadkładu oraz utleniania pirytu w otoczeniu starych zrobów.

- Wśród mechanizmów kształtujących chemizm wód strefy utrudnionej wymiany, w zasięgu występowania wkładek gipsonośnych w nadkładzie, zidentyfikowano procesy rozpuszczania CaSO_4 , oraz wymiany jonowej pomiędzy infiltrującymi wodami a warstwą wodonośną, zawierającą jony Na^+ . Zjawisko to formuje chemizm części wód dopływających do szybów, pozwalając na wzrost stężenia siarczanów przy utrzymanej przewodze stężeń jonów Na^+ nad Ca^{2+} .
- Zależności między deficytem Na^+ i wzbogaceniem wód najgłębszych poziomów niecek chwałowickiej i jejkowickiej w Ca^{2+} oraz położenia tych wód względem linii parowania wody morskiej (SET) pozwalają zaliczyć je do wód reliktowych III etapu infiltracyjnego (co potwierdziły także analizy izotopowe), ukształtowanych częściowo przy udziale rezydualnych solanek, powstających podczas krystalizacji halitu. Proponowana modyfikacja dotychczasowej interpretacji, zgodnie z którą silnie zasolone wody w utworach karbonu uważano za paleoinfiltracyjne, powstałe w wyniku ługowania ewaporatów, polega zatem na uwypukleniu udziału solanek rezydualnych, uczestniczących w modyfikowaniu chemizmu wyjściowych wód infiltracyjnych.
- W rejonie hydrochemicznym R7 znaczna część bogatych w jony Br^- wód kopalnianych głębokich poziomów wykazuje związki z odparowanymi w suchym klimacie wodami opadowymi, poddanymi w trakcie dalszej ewolucji odwrotnej wymianie jonowej. Potwierdzałoby to tezę Pałysa (1966) o roli permskiego cyklu infiltracyjnego w formowaniu chemizmu wód w utworach karbonu. Wysokie stężenia jonów Br^- mogłyby być spowodowane udziałem solanki resztkowej, pozostałej po krystalizacji halitu, lub dostawą Br^- z materii organicznej. Wobec braku utworów ewaporatowych w profilu geologicznym analizowanego rejonu bardziej prawdopodobna jest hipoteza związku podwyższonych zawartości Br^- z jego desorpcją z materiału warstwy wodonośnej. Interpretacja dla wód rejonu R7 więc jest odmienna niż dla rejonu R4, gdzie w obszarach występowania trzeciorzędowego poziomu soli kamiennej napotykaną są wody, formowane pod wpływem rozpuszczania halitu, które mogą tworzyć mieszaniny z wodami paleoinfiltracyjnymi utworów karbonu.
- W większości wód kopalnianych rejonu R7 brak związków korelacyjnych pomiędzy stężeniami jonów Ca^{2+} i SO_4^{2-} . Świadczy to o zróżnicowaniu źródeł dostawy tych substancji do wód kopalnianych. Występowanie ujemnej korelacji pomiędzy stężeniami jonów Cl^- i SO_4^{2-} w badanych wodach może wynikać ze zróżnicowania proporcji mieszania solanek, formowanych w redukcyjnym środowisku utworów karbonu, z wodami podziemnymi nadkładu, o wysokich stężeniach siarczanów oraz usuwania tych ostatnich w procesie krystalizacji BaSO_4 .
- W składzie silnie zasolonych wód kopalnianych stężenia jonów I^- oraz Ba^{2+} są słabo skorelowane ze stężeniami Cl^- . Oznacza to, że obecność I^- oraz Ba^{2+} sterowana jest innymi procesami niż filtracja membranowa i odwrotna wymiana jonowa, które

w badanych wodach odpowiadają za zawartości Cl^- oraz innych substancji, związanych z nimi statystycznie. Brak korelacji stężeń Br^- oraz I^- sugeruje, iż pochodzenia bromków w badanych wodach nie należy bezpośrednio łączyć z rozkładem materii organicznej.

- Udowodniono, iż stężenia jonów K^+ oraz NH_4^+ są w analizowanych wodach kopalnianych kontrolowane przez reakcje pomiędzy wodą a minerałami z grupy skaleni i illitem. Możliwość istnienia procesu redukcji azotanów w środowisku wód kopalnianych była wcześniej sygnalizowana. Przedstawionymi w niniejszej pracy obliczeniami potwierdzono fakt, iż część jonów amonowych, obecnych w badanych wodach, może być efektem tego zjawiska, w którym uczestniczą bakterie redukujące także siarczany.

Podczas prowadzonych badań dokonano pierwszych oznaczeń składu izotopowego wód dopływających do wyrobisk kopalń czeskiej części GZW. Analizami objęto także wody utworów dolnego badenu: formacji dębowieckiej (tzw. detrit) i formacji skawińskiej (tzw. poziomów piaszczystych). Te ostatnie wykorzystuje się w uzdrowiskach Klimkowice i Darków.

Wody podziemne formacji dębowieckiej czeskiej części GZW uważano dotąd za pogrzebane wody morskie lub związane z etapem infiltracji prebadeńskiej. W niniejszej pracy wykazano, iż mogą one stanowić mieszaninę odparowanej wody morskiej z wodą o lżejszym składzie izotopowym i chemizmie związanym z ługowaniem ewaporatów.

Zgodnie z dotychczasowymi poglądami badaczy czeskich wody podziemne tzw. horyzontów piaszczystych (formacja skawińska) uznawano za wody synsedymencyjne. Wyniki przeprowadzonych oznaczeń składu izotopowego wód podziemnych wydobywanych dla uzdrowiska Darków wykazały jednak, iż stanowią one mieszaninę wód morskich z lżejszymi izotopowo wodami czwartorzędowymi. W przypadku jednego z ujęć zaobserwowano rozcieńczanie intensywnie eksploatowanych solanek przez domieszkę wód współczesnych, co może mieć negatywne konsekwencje dla przyszłej eksploatacji. Pochodzenie wód ujmowanych dla uzdrowiska Klimkowice określono jako zbliżone do wód Darkowa.

Badania izotopowe potwierdziły, iż w analizowanych wodach zbiorczych z zatopionych kopalń niecek ostrawskiej i pietwałdzkiej, prócz wód współczesnej infiltracji, zaznacza się udział wód podziemnych dopływających z poziomu warstw dębowieckich.

Zróżnicowanie chemizmu wód podziemnych warstw dębowieckich czeskiej części GZW przedstawiono za pomocą map. Skład wód, określający ich przynależność do wyróżnionych środowisk hydrogeochemicznych, przedstawia jedynie uporządkowanie horyzontalne. Na podstawie studium warunków hydrogeologicznych i hydrochemicznej interpretacji składu tych wód sformułowano następujące uwagi, dotyczące procesów formujących ich chemizm:

- Stężenia jonów Ca^{2+} w analizowanych wodach podziemnych mogłyby być regulowane przez procesy rozpuszczania kalcytu podczas pierwotnej migracji wód przez zawierające węglany pelityczne utwory dolnego badenu oraz wymianę jonową pomiędzy wodą a skałami ośrodka wodonośnego.

- Większość wód słabiej zmineralizowanych może pochodzić z wód morskich, odparowanych w stopniu nieprzekraczającym punktu krystalizacji halitu. Wody o wysokiej mineralizacji stanowią mieszaniny, których ogniwami końcowymi mogły być wody morskie, rezydualne solanki po krystalizacji halitu oraz płyny pochodzące z rozpuszczania tej soli.
- Dodatnia korelacja stężeń jonów Mg^{2+} i Cl^- , przy zubożeniu w Mg^{2+} w stosunku do wody morskiej sugeruje proces dolomityzacji, zachodzący w warstwie wodonośnej.
- Brak związków korelacyjnych między Cl^- i SO_4^{2-} pozwala na wysunięcie tezy o redukcji siarczanów, które stanowiły składnik analizowanych wód podziemnych.
- Jeżeli w wodach słabiej zmineralizowanych całość Br^- związana jest z I^- , co wskazuje na źródło jego pochodzenia, czyli materię organiczną, to w przypadku wód o silnej mineralizacji zjawiska prowadzące do różnicowania koncentracji Br^- oraz I^- były niezależne.

W pracy przedstawiono oryginalny, hydrogeochemiczny model formowania chemizmu wód grubodetrytycznych utworów dolnego badenu czeskiej części GZW. Zakłada on rozcieńczanie roztworu początkowego – wody morskiej odparowanymi wodami opadowymi, przy równoczesnym dopływie CO_2 oraz udziale wymiany jonowej i reakcjach rozpuszczania węglanów lub wietrzenia skał. W efekcie modelowania odtworzono skład roztworów teoretycznych zgodny z chemizmem wód, stwierdzanym w obrębie poziomu wodonośnego. Wykazano, iż transformacje chemizmu związane z wymianą wód w przestrzeni porowej przebiegają zgodnie z opisanym szeregiem zmian typów wód (tab. 9.1).

Do statystycznej weryfikacji wnioskowania hydrochemicznego wprowadzono nowe narzędzie, jakim jest metoda analizy danych złożonych (CDA). Jej wykorzystanie umożliwiło zobiektywizowanie osiągniętych rezultatów oraz sprecyzowania następujących uwag:

- Potwierdzono, iż obecne w wodach kopalnianych jony I^- oraz Br^- nie pochodzą w całości z tego samego źródła. Przyjmując zatem organogeniczną naturę I^- w wodach podziemnych, stężenia Br^- musiałyby być częściowo kontrolowane procesami geogenicznymi.
- Rozcieńczanie wód podziemnych głębokich poziomów przez wody infiltracyjne w rejonie R7 nie ma wpływu na relację udziałów $Br^- - K^+$. Jak wykazano, jest ona związana z efektami desorpcji Br^- oraz wymianą jonową $NH_4^+ - K^+$ na materiale warstwy wodonośnej.
- Ustalono, iż udziały Br^- , SO_4^{2-} i HCO_3^- determinowane są przez następujące procesy: desorpcję Br^- z materiału warstwy wodonośnej, utlenianie/redukcję form siarki, rozcieńczanie wód reliktowych wodami infiltracyjnymi i technologicznymi o znacznym udziale HCO_3^- , krystalizację $BaSO_4$, wytrącanie substancji $BaCa(CO_3)_2$. Obliczeniami hydrochemicznymi potwierdzono, iż w środowisku wód kopalnianych oprócz wytrącania barytu zachodzić może krystalizacja substancji $BaCa(CO_3)_2$ (alstonit; barytokalcyt), wywołująca spadek stężeń Ba^{2+} w wodach kopalnianych.
- Dla formowania chemizmu wód kopalnianych niecki jejkowickiej proces rozpuszczania $CaCO_3$ ma niewielkie znaczenie. Potwierdzają to wyniki testów

niezależności subkompozycyjnej udziałów: $\ln(HCO_3^-/Cl^-)$ oraz $\ln(Ca^{2+}/K^+)$. Wyjątek stanowią jedynie wody płytkich wyrobisk, o najniższej mineralizacji, w których przypadku zauważalne jest wpływ rozpuszczania gipsów oraz wymiana jonowa. Obraz ten jest odmienny od otrzymanego dla wód niecki chwałowickiej, rejonu hydrochemicznego R7 oraz czeskiej części GZW.

- Na podstawie subkompozycji udziałów $Br^- - SO_4^{2-} - HCO_3^-$ wykazano istnienie w analizowanym obszarze dwu środowisk hydrochemicznych: górotworu udrożnionego płytkimi poziomami kopalń, gdzie zaznacza się spadek udziałów HCO_3^- na rzecz SO_4^{2-} oraz środowiska głębszych poziomów z widoczną dominacją wód reliktowych, pozbawionych siarczanów.
- Relacje pomiędzy udziałami odpowiednich jonów głównych, związane z procesami wysładzania wód reliktowych w utworach grubodetrytycznych dolnego badenu, zdefiniowano za pomocą proporcji: $HCO_3^- / (Na^+ + K^+) \sim \{(Na^+ + K^+) / Cl^-\}^6$. Procesy te są najbardziej intensywne w zachodniej części depresji bludowickiej oraz strefach uaktywnienia infiltracji wód opadowych przez drenaż górniczy.

**IDENTIFICATION OF THE PROCESSES CONTROLLING
THE GROUNDWATERS' CHEMICAL COMPOSITION
UNDER MINE DRAINAGE CONDITIONS
WITHIN THE SOUTH-WESTERN PART OF THE UPPER SILESIA COAL BASIN**

Abstract

Mining activity is the ruling factor of changes in hydrogeochemical environment of aquifers within the Upper Silesian Coal Basin (USCB). Information on causes of the variability of physico-chemical characteristics of mine waters within the south-western part of the USCB may be applied in practice. They allow the determination of origin of groundwater inflow into operational workings, prognosing the composition of mine waters under changes in the mine drainage, groundwater quality monitoring within the areas of mines in closure, and eventually forecasting hydrogeochemical effects of CO₂ geological sequestration.

The main goal of this work was the identification of processes controlling the composition, and characteristics of groundwaters within mining areas of the south-western, Polish and Czech part of the USCB. Area under consideration covered two hydrochemical regions of the USCB (division after Rózkowski, ed. 2004). The R4 region – the Chwałowice Trough and the Jejkowice Trough is featured by occurrence of hydrogeological widows within Tertiary sediments, intense mining drainage, and fold and fault tectonics. Within the R7 region, in the overburden of Carboniferous, thick, impermeable Tertiary sediments occur, faults dominate the tectonics, and the discharge into the mines is small. Hydrogeochemical environment of mining areas of the Czech part of the USCB was analyzed in this work. Attention was paid to the groundwaters of lower Badenian sediments, forming the main risk for mining activity, but on the other hand being utilized for balneotherapy.

It was assumed that chemical and isotopic analyses, together with the hydrogeologic setting research, allow by means of proper interpretational procedures, for identification of origin, and processes of forming the composition of mine waters. Such problems were not dealt with till presence, for the south-western part of the USCB, covering also the Czech part, despite significant similarities and interdependence of hydrogeochemical and mining issues within the Polish fragment of the Basin

One of the effects of this work was the formation of a unified database, containing groundwater chemistry information from different sources. Analyses that were conducted for the purpose of this work include also the results of *in situ* measurements, assuring the quality of interpretation. Considering the high TDS of the waters, The application of Pitzer's model, that was utilized for the assessment of ions activity, is the value of hydrochemical calculations that were performed. Determination of hydrogeological and technological circumstances of forming the groundwaters chemistry, was conducted from the stage of consecutive mine workings. Such a precise description allowed the conclusions of a regional nature. It has also

a practical sense, as it depicts the interpretation of cases, that are close to the mining hydrogeological practice.

The groundwaters' zonation and the variability of their composition under the mining drainage conditions was presented in this treatise, basing on physico-chemical analyses of waters. It was found that changes in hydrogeochemical environment, resulting from the drainage, confirm the significant increase of the rock massif permeability. The floor of the zone of intense exchange of waters reaches from 100 m below the terrain in the mining areas of the R7 hydrochemical region, to 800 m below the surface in the R4 region. Some admixtures of groundwater originated from the Tertiary aquifers are also found in this region. Mining waters featured by the parameters typical for the intense exchange zone were encountered in the Ostrava – Karvina Region (Czech Republic) even to the depth of 1155 m under the surface. In the Chałowice and the Jejkowice Troughs the range of the stagnancy zone has shrunk in the last two decades, for the favor of extended zone of slower exchange and oxidizing conditions.

Results of own isotopic and chemical analyses were interpreted in order to define the origin of the inflows from the Carboniferous series of aquifers, into the mine workings in the Polish part of the USCB. This was performed basing on the genetic classifications after Rózkowski & Przewłocki (1974, 1987), Pluta & Zuber (1995), and Rózkowski (1995, 2003), with reference to the theory of paleohydrogeologic evolution of The Upper Silesian Basin in the sense of Pałys (1966) and Rózkowski et al. (1979). The following groundwaters were identified: III – the oldest paleoinfiltrative brines; waters originated from pre-Tortonian recharge period; VII – groundwaters of the last, Tertiary infiltration stage, Q – quaternary infiltrative waters, and the mixtures of the mentioned end-members.

The results of isotopic analyses results proved that modern waters are mixing with waters of the deepest floors – to the depth of 1000 m under the surface. Admixtures of waters from the Tertiary aquifers were ascertained in waters sampled at the depths reaching 800 below the surface. This facts illustrate the intensification of the hydrogeochemical environment changes of Carboniferous complex in the USCB.

Analysis of the correlation between concentrations of substances, and groundwater discharges to the mine workings helped to prove, that the definition of groundwater chemistry changes in function of mining drainage is possible only in the cases of stability of the output and exploitation technology.

Subpopulations of mine waters, representing different hydrochemical environments, were distinguished using the k-means grouping method. Analyze of them was aided by modern techniques of hydrochemical interpretation, and enabled the identification of the processes forming their chemical composition:

- Composition of the shallow waters is an effect of softening or ion exchange Ca²⁺ for Na⁺. The processes occur in the Carboniferous formation of the permeability increased due to long-lasting drainage. Dissolution of calcite, present in the permeable intercalations within the overburden, and pyrite oxidation within the zone

of abandoned workings, could both contribute to the chemistry of the waters from the shallow floors.

- Dissolution of CaSO_4 , and ion exchange between infiltrating waters and the aquifer material containing exchangeable Na^+ are the processes forming the waters of slower exchange zone, within the range of gypsum-bearing seams in the overburden. These phenomena control the chemistry of discharges into the shafts, enabling the sulfates concentrations increase and retaining the domination of Na^+ over Ca^{2+} concentrations.
- Relationships between Na^+ deficit and Ca^{2+} increase in the groundwaters of the deepest floors within the Chwałowice and the Jejkowice Troughs, and the position of the waters in relation to the seawater evaporation trajectory (SET) were also analyzed. The results ranked the groundwaters among the fossil waters of the III infiltrative stage (also confirmed by isotopic analyses), formed under influence of residual brines that remain after crystallization of halite. The proposed modification of the hitherto existing interpretation of their origin, emphasizes the role of residual brines that participate in modifying the constitution of initial infiltrative waters.
- In the area of the R7 region, a significant part of bromide-rich waters of deep mining floors, show originates from precipitation waters, that were evaporated in a hot climate, and subjected to reverse ion exchange during their hydrogeochemical evolution. This supports the theory of Pałys (1966), of the role of Permian infiltrative cycle in forming the composition of groundwaters of the Carboniferous complex. Elevated concentrations of Br^- could be attributed to the residual brine or a supply of Br^- from the organic matter. However the lack of evaporates in the geological profile of the analyzed region enables a hypothesis on the increased Br^- amounts related to its desorption from the aquifer material. The interpretation for the groundwaters of the R7 region is different than the case of the R4 region. Within the areas of Tertiary salt deposit in the overburden of the R4 region, groundwaters formed under the halite dissolution were encountered. They are able to migrate downwards into the Carboniferous complex, and produce mixtures with paleoinfiltrative waters.
- There is no correlations between concentrations of Ca^{2+} and SO_4^{2-} in the major part of the mine waters of the R7 region. This proves the differentiation of the sources of these ions. Negative correlations between Cl^- and SO_4^{2-} could be caused by the variability of the mixing proportions of groundwater end-members: the residual brines typical for reducing environment of the Carboniferous complex, and groundwaters of the overburden, featured by higher sulfates contents. In this case, the removal of SO_4^{2-} should be attributed to the process of barite precipitation.
- Concentrations of I^- and Ba^{2+} are low correlated with Cl^- in the mine waters of high TDS. This means that I^- and Ba^{2+} are controlled by processes other than the ultrafiltration and reverse ion exchange – the phenomena that are responsible for Cl^- concentrations. Lack of the correlation between Br^- and I^- suggests their different origin, and probably bromides should be attributed not only to the organic matter decay.

- It was demonstrated that K^+ and NH_4^+ concentrations are the result of the reactions between groundwater and feldspars and illite. A possibility of nitrates reduction in the environment of mine waters was announced in the past. Calculations presented in this work give the evidence for the fact, that some part of ammonium ions is produced in such a reaction, in which sulfate reducing bacteria may also participate.

During the research the first isotopic analyses of mine waters of the Czech part of the USCB were performed. Groundwaters of the lower Badenian sediments (the Dębowiec formation – so called “detrit” in Czech) and the Skawina formation (so called sandy aquifers) were also analyzed. The latter ones are being utilized as curative waters in the spa of Klimkovice and Darkov.

Groundwaters of the Debowiec formation in the Czech part of the USCB were considered hitherto, as fossil seawater or paleoinfiltrative waters of pre-Badenian infiltration. It was however demonstrated, that they might be a mixture of evaporated seawater with a water of a lighter isotopic composition and chemistry connected with leaching of evaporates.

In the opinions of Czech researchers, the groundwaters of the Skawina formation are of synsedimentary origin. The obtained results of isotopic analyses of waters drawn from the wells in the spa of Darkov, proved that they are a mixture of seawater with lighter waters of Quaternary age. In case of one of the wells, due to intense water withdrawal, a strong dilution of such brines by modern waters was observed. The origin of waters from the spa of Klimkovice was defined similarly as in Darkov.

Stable isotopes composition of the waters from the flooded mines of the Ostrava and the Karvina troughs, gives the evidence that besides the recent infiltration a significant recharge from the Dębowiec formation is observed.

Variability of chemical composition of the groundwaters of the Debowiec formation of the Czech part of the USCB was presented in the maps. Groundwater composition, ranking the waters to the hydrogeochemical groups, shows only a horizontal arrangement. Basing on the study of the hydrogeological setting, and hydrochemical interpretation of the waters' chemistry, the following remarks on the processes forming their composition were formulated:

- Ca^{2+} concentrations were probably controlled on the primary migration path of the waters by the processes of dissolution of calcite (present in the calciferous sediments of lower Badenian), and ion exchange between groundwater and the aquifer material.
- Most of the less mineralized waters may originate from seawater, evaporated below halite crystallization point. Groundwaters of higher TDS are mixtures of the following end-members: seawater, residual brines after NaCl crystallization, or fluids from halite dissolution.
- Positive correlation between Mg^{2+} and Cl^- concentrations, together with the reduced Mg^{2+} concentrations in comparison to the seawater, suggests the process of dolomitization to occur in the aquifer material.
- Lack of correlations between Cl^- and SO_4^{2-} allows a hypothesis on reduction sulfates, that were the primary constituent of analyzed waters.

- In the waters of lower TDS, the Br⁻ concentrations are statistically related to I⁻, what is indicative for the organic matter as their source, but in the case of higher mineralized waters the processes responsible for the Br⁻ and I⁻ concentrations were independent.

Hydrogeochemical model of forming the groundwaters in the Dębowiec formation within the Czech part of the USCB was also presented in this work. It is founded on an assumption that seawater - the primary fluid in the pores of the aquifer, is diluted by evaporated precipitation water, with simultaneous supply of CO₂. Ion exchange, the dissolution of carbonates and weathering of feldspars are also the processes, that contribute to the forming of the groundwater composition. Basing on the modeling, it was demonstrated, that the transformation of groundwaters' chemistry, connected with ion exchange in the pore space, is consistent with the described sequence of water type changes (Tab. 9.1).

Statistical verification of the hydrochemical conclusions was aided by a new tool – methods of Compositional Data Analysis. Application of this method allowed the following remarks:

- It was confirmed that the I⁻ and Br⁻ ions in mine waters do not originate entirely from the same source. Hence, if the organogenic nature of I⁻ is accepted, the concentrations of Br⁻ should be partly controlled by geogenic processes.
- Dilution of deep groundwaters by infiltrative waters in the R7 region has no influence on the ratio of the percentages of Br⁻ and K⁺. As it was demonstrated it is rather controlled by Br⁻ desorption and the ion exchange NH₄⁺-K⁺ in the aquifer material.
- It was proved that the fractions of Br⁻, SO₄²⁻ and HCO₃⁻ are controlled by the following processes: desorption of Br⁻ from the aquifer material, oxidation/reduction of the sulfur forms, dilution of fossil waters with infiltrative and technological waters containing significant amounts of HCO₃⁻, and precipitation of BaSO₄ or BaCa(CO₃)₂. Results of the calculations give the evidence, that in the mine waters' environment, besides the barite crystallization, the process of BaCa(CO₃)₂ (alstonite; baritocalcite) precipitation may be responsible for the decrease of Ba²⁺ concentrations in the mine waters.
- Among the processes of forming the composition of groundwaters of the Jejkowice Trough the dissolution of CaCO₃ is insignificant. This is confirmed by compositional independence tests of: ln(HCO₃⁻/Cl⁻) and ln(Ca²⁺/K⁺). The only exception are the waters of shallow mine workings. In their case an influence of gypsum dissolution and subsequent ion exchange is observed. This picture is different to the one from the Chwałowice Trough, the R7 region, and the Czech part of the USCB.
- Analysis of the percentages subcomposition - Br⁻-SO₄²⁻-HCO₃⁻ demonstrates existence of two hydrogeochemical environments within the study area. The first one is represented by rocks of permeability increased by the shallow mine workings, where the decrease of HCO₃⁻ fraction is observed for the favor of SO₄²⁻, the second comprises the environment of deeper floors, where dominate the fossil waters without sulfates.

- Relationships between the major ions, connected with dissolution of fossil waters in the Dębowiec formation in the Czech part, were defined by the following proportion: HCO₃⁻/(Na⁺+K⁺)~{(Na⁺+K⁺)/Cl⁻}⁶. These processes play the main role in the western part of the Bludovice depression and within the zones of active recharge by precipitation.

WYDAWNICTWO POLITECHNIKI ŚLĄSKIEJ
ul. Akademicka 5, 44-100 Gliwice, tel./faks (0-32) 237-13-81
www.wydawnictwopolitechniki.pl

Sprzedaż i Marketing
tel. (0-32) 237-18-48
wydawnictwo_mark@polsl.pl

Nakł. 100 + 50 Ark. wyd. 20 Ark. druk. 15,5 Papier offset. 70x100, 80g
Oddano do druku 05.12.2007 r. Podpisano do druku 05.12.2007 r. Druk ukończ. w grudniu 2007 r.

Wydrukowano w Zakładzie Graficznym Politechniki Śląskiej w Gliwicach, ul. Kujawska 1
zam. 436/07

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej

P.3351/07/281

Druk: Drukarnia Gliwice, ul. Zwycięstwa 27, tel. 230 49 50