

STREFOWOŚĆ HYDROGEOLOGICZNA W REJONIE KOTLINY JELENIOGÓRSKIEJ (SUDETY ZACHODNIE)

HYDROGEOLOGICAL ZONING IN THE JELENIA GÓRA REGION (THE WESTERN SUDETES)

HENRYK MARSZAŁEK¹

Abstrakt. W artykule przedstawiono pionową strefowość hydrogeologiczną występującą w granicie karkonoskim w obrębie Kotliny Jeleniogórskiej. Znaczne zróżnicowanie stopnia spękania masywu krystalicznego determinuje jego zmienną wodonośność. W profilu pionowym granitu, rozpoznanym do głębokości 2 km, stwierdzono szereg stref wodonośnych o zróżnicowanej wydajności, osiągającej niekiedy ponad 100 m³/h, różnym składzie chemicznym i temperaturze wody dochodzącej w głębszych partiach masywu do 97,7°C. W centralnych partiach Kotliny Jeleniogórskiej granica pomiędzy wodami zwykłymi a termalnymi występuje na głębokości około 300 m.

Słowa kluczowe: strefowość hydrogeologiczna, skały krystaliczne, Kotlina Jeleniogórska, Sudety Zachodnie.

Abstract. The paper presents the vertical hydrogeological zoning in the Karkonosze granite in the Jelenia Góra Basin. Significant fissuring of hard rocks determines their variable water-bearing capacity. Many water-bearing zones with different discharge rates (sometimes above 100 m³/h), chemical composition and temperature of water reaching 97.7°C were identified to the depth of 2 km. In the central part of the Jelenia Góra Basin the boundary between fresh and thermal waters occurs at the depth of 300 m.

Key words: hydrogeological zoning, hard rocks, Jelenia Góra Basin, Western Sudetes.

WSTĘP

Kotlina Jeleniogórska tworzy morfologiczne obniżenie śródgórskie uformowane w obrębie paleozoicznych utworów magmowych i metamorficznych, w niewielkim tylko stopniu wypełnione młodszą pokrywą skał osadowych. Jest to jedna z większych jednostek fizyczno-geograficznych Sudetów Zachodnich, która wraz z wieńcem otaczających pasm górskich (Karkonosze, Rudawy Janowickie, Góry Kaczawskie oraz Góry Izerskie z ich pogórzem) zajmuje około 680 km².

Zgodnie z regionalnymi podziałami hydrogeologicznymi obszar ten leży w regionie sudeckim (Paczyński, 2007) lub w masywie sudeckim w podziale Kleczkowskiego (1988, 1990), w obrębie którego wydziela się podregiony: izersko-karkonoski i kaczawski (Michniewicz i in., 1980, 1983).

Występowanie ciągłości przepływu wód podziemnych od stref zasilania, położonych w większości w obszarze otaczającego Kotlinę Jeleniogórską trzonu skał krystalicznych, do stref drenażu, było podstawą do wydzielenia jej jako odrębnej jednostki o charakterze rejonu hydrogeologicznego, o granicach wyznaczonych przez wododziały (fig. 1). Obszar Kotliny jest dużą, zamkniętą, depresyjną strukturą hydrogeologiczną, w niewielkim tylko stopniu wypełnioną pokrywą osadową. W tak wyodrębnionym rejonie wydzielono mniejsze jednostki odpowiadające w ujęciu przestrzennym zbiornikom wód podziemnych. Należą do nich zbiorniki wód porowych w pokrywowych osadach plejstocenu i holocenu oraz porowo-szczelinowych i szczelinowych w skałach

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: henryk.marszalek@ing.uni.wroc.pl

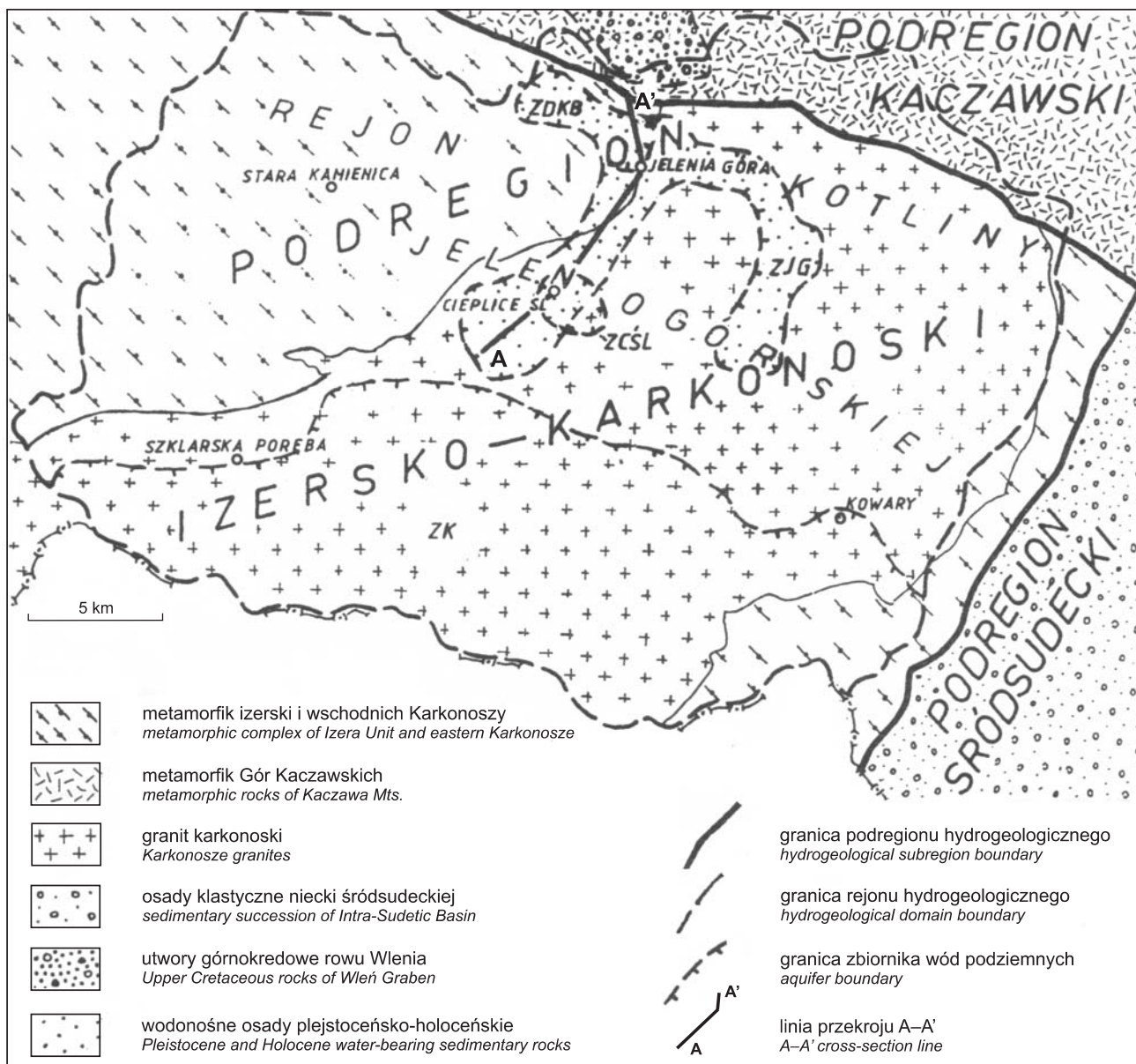


Fig. 1. Regionalizacja hydrogeologiczna Kotliny Jeleniogórskiej wraz z jej górskim obramowaniem (wg Marszałka, 2007, zmienione)

Wybrane zbiorniki: ZK – karkonoski (paleozoiczno-proterozoiczny), ZCŚL – wód termalnych Cieplic Śląskich-Zdroju (górnokarboński), ZDKB – doliny kopalnej Bobru (czwartorzędowy), ZJG – Jeleniej Góry (czwartorzędowy)

Hydrogeological division of the Jelenia Góra Basin and adjacent regions
(after Marszałek, 2007, modified)

Selected aquifers: ZK – Karkonosze (Paleozoic–Proterozoic), ZCŚL – thermal water of Cieplice Śląskie Spa (Upper Carboniferous), ZDKB – buried valley of Bóbr River (Quaternary), ZJG – Jelenia Góra (Quaternary)

krystalicznych i rozłamach tektonicznych (Marszałek, 2007). Duża anizotropia skał krystalicznych determinuje znaczną zmienność wodonośności w profilu pionowym tej jednostki, co przejawia się występowaniem szeregu stref wodonośnych o zróżnicowanych parametrach hydrogeologicznych i właściwościach fizykochemicznych wód. Dobre rozpoznanie w centralnej części omawianego obszaru do głębokości ponad 2 km pozwala na scharakteryzowanie pionowej strefo-

wości hydrogeologicznej, w zakresie warunków hydrodynamicznych, hydrogeochemicznych i hydrogeotermicznych. Zmienność właściwości fizykochemicznych wód podziemnych obserwuje się również w ujęciu przestrzennym, na co wpływa znaczna powierzchnia analizowanego obszaru wraz z jego silnym zróżnicowaniem przyrodniczym, w tym morfologicznym (deniwelacje przekraczają 1000 metrów), klimatycznym i geologicznym.

WARUNKI NATURALNE I ŚRODOWISKO GEOLOGICZNE WYSTĘPOWANIA WÓD PODZIEMNYCH

Kotlina Jeleniogórska stanowi klasyczny przykład obniżenia śródgórskiego, o dnie urozmaiconym kopulastymi wzgórzami rozdzielonymi równinami nadrzeczными. Dno Kotliny, leżące na średniej wysokości rzędu 300–350 m n.p.m., położone jest niekiedy ponad 1000 m poniżej szczytów najwyższych pasm obramowania górskiego. W rzeźbie pasm górskich okalających Kotlinę wyraźnie zaznaczają się strefy zrównań grzbietowych i stokowych występujące na różnych poziomach od około 400, w paśmie Pogórza Izerskiego, do prawie 1400 m n.p.m. w Grzbiecie Głównym Karkonoszy. Silne rozcięcie erozyjne dolinami rzeczными oraz kotłami polodowcowymi i niszami niwalnym w karkonoskiej części obszaru, powoduje intensywny drenaż wód podziemnych w kierunku Kotliny, do doliny Bobru. Przeważają doliny rzeczne o przebiegu południkowym, z odchyleniem ku NE, i rzadziej prawie równoleżnikowym, mające często założenia tektoniczne.

Omawiana część Sudetów leży w jeleniogórskim regionie pluwiometrycznym (Walczak, 1968). W zależności od hipsometrii wydziela się w nim pięć pięter klimatycznych różniących się termiką: od najniższego (do 450 m n.p.m.) i najcieplejszego ze średnią roczną temperaturą powietrza około 7°C, do piętra najwyższego, powyżej 1000 m n.p.m., gdzie średnie roczne temperatury spadają nawet poniżej 1°C.

W rejonie tym izolynie rocznych sum opadów układają się koncentrycznie wokół Kotliny, rosnąc od około 680 mm w jej centralnej części w kierunku jej brzeżnych, górskich partii, gdzie w Karkonoszach osiągają nawet ponad 1300 mm. Układ izohiet wyraźnie nawiązuje do hipsometrii, stąd ścisła jest zależność wielkości opadów od wysokości terenu (Marszałek, 2007).

System hydrograficzny Kotliny Jeleniogórskiej tworzy rzeka Bóbr wraz z jej dopływami. Z większych jej dopływów Łomnica i Kamienna odwadniają Karkonosze, Karpnicki Potok i część Rudaw Janowickich, Radomierka południowe stoki Gór Kaczawskich, a rzeka Kamienica odwadnia Góry i Pogórze Izerskie. Typowy dla hydrografii Sudetów Zachodnich jest kierunek przepływu głównych rzek obniżeniami śródgórskimi z SE ku NW, istnienie odcinków przełomowych oraz asymetria dorzeczy.

Geologicznie obszar badań położony jest w zdecydowanej większości w obrębie największej jednostki tektonicznej Sudetów Zachodnich, jaką jest blok karkonosko-izerski. Północno-wschodnia granica obszaru nachodzi fragmentarycznie na część jednostki kaczawskiej, głównie w obrębie metamorfiku kaczawskiego. Całość stanowi północne obramowanie masywu czeskiego. Blok karkonosko-izerski stanowi zespół jednostek tektonicznych zbudowanych z różnowiekowych skał. Jego centrum tworzy waryscyjska intruzja granitu Karkonoszy obejmująca Kotlinę Jeleniogórską i pasmo Karkonoszy na zachód od Śnieżki (fig. 1). Północno-wschodni kontakt granitu z jednostką kaczawską ma charakter tektoniczny, bowiem od staropaleozoicznych serii metamorfiku kaczawskiego oddziela go uskoki śródsudecki.

Pozostałe kontakty mają charakter intruzyjny (Borkowska, 1966). Osłona metamorficzna granitu składa się z dwóch izolowanych od siebie części. Północno-zachodnią okrywa stanowi metamorfik izerski, natomiast część południowa i wschodnia obejmuje metamorficzne kompleksy południowych Karkonoszy, Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockiego. W omawianym obszarze największe rozprzestrzenienie ma jednostka Gór Izerskich-Kowar, składająca się głównie z gnejsów i łupków łuszczkowych. Protolitem gnejsów izerskich były staropaleozoiczne granity, zmienione w następstwie waryscyjskiego metamorfizmu. Ich odpowiednikiem w południowej i wschodniej części masywu są gnejsy kowarskie i karkonoskie. Wiek gnejsów izerskich mieści się w przedziale 515–480 Ma (Żelaźniewicz i in., 2003), a łupki łuszczkowe stanowią pozostałość górnoproterozoicznej osłony granitu izerskiego (Mazur, 1998).

Większość omawianego obszaru buduje waryscyjski, górnokarboński granit karkonoski (fig. 1). Spośród trzech podstawowych odmian petrograficznych największe rozprzestrzenienie wykazuje gruboziarnisty granit (monzogranit) porfirowaty, występujący w Kotlinie Jeleniogórskiej i niższych partiach Karkonoszy. Charakterystyczne dla tego rodzaju granitu są duże, najczęściej różowej barwy, kryształy skaleni potasowego tkwiące w równo- i gruboziarnistej masie skalnej złożonej ze skaleni, kwarcu i biotyту. W grzbiecie głównym Karkonoszy od Jakuszyca do Śnieżki oraz we wschodniej części dominuje granit średnio- i równoziarnisty. Podrzędnie, głównie na kulminacjach Karkonoszy i w NE części występuje granit drobnoziarnisty, przechodzący niekiedy w odmiany aplitowe.

Z granitem genetycznie związane są różnego rodzaju utwory żyłowe typu aplitów, pegmatytów, mikrogranitów, którym towarzyszą żyły kwarcowe i lamprofiry. Charakterystyczna dla stref dyslokacyjnych w obrębie granitu, głównie o kierunkach NW–SE oraz SW–NE, jest obecność kataklazytów, mylonitów i brekcji.

Utwory krystaliczne wykazują zmienny, lecz często silny stopień spękania. Główne zespoły spękań występujących w granicie karkonoskim i w skałach jego osłony wykazują podobną orientację przestrzenną. Dla granitu typowe są trzy systemy prostopadłych do siebie spękań syngenetycznych: poprzecznych Q, podłużnych S i poziomych L (pokładowych, nadających mu charakterystycznej blokowej oddzielności (Cloos, 1925; Mierzejewski i in., 1983). Przebieg spękań poprzecznych w granicie wykazuje na ogół orientację NNE–SSW, rzadziej NE–SW. Podobny przebieg do spękań wykazują uskoki. W granicie przeważają dyslokacje o kierunkach NW–SE i NE–SW, podkreślone przebiegiem utworów żyłowych, o stromych z reguły upadach. Odrębną grupę stanowią uskoki o kierunkach NNE–SSW lub N–S, wykorzystywane często przez doliny potoków, oraz uskoki o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Głębokościowy zasięg uskoków rozpoznano w trakcie wiercenia i pogłębiania otworu C-1 do głębokości 2002 m w rejonie występowania

wód termalnych w Cieplicach Śląskich-Zdroju, w którym stwierdzono 11 stref spękań o różnym stopniu zawodnienia i zróżnicowanej temperaturze wody (Dowgiałło, Fistek, 1998).

Kotlina Jeleniogórska wypełniona jest cienką pokrywą utworów luźnych, z których największe rozprzestrzenienie i miąższość wykazują piaszczysto-żwirowe i gliniaste osady czwartorzędowe występujące w jej centralnej części (fig. 2).

Należą do nich głównie osady rzeczne Bobru i jej dopływów oraz utwory polodowcowe głównie zlodowaceń środkowopolskich i północnopolskiego.

Drugi rodzaj utworów luźnych występujących zarówno w Kotlinie, jak i w otaczających ją pasmach górskich są zwietrzliny skał krystalicznych. Na wyniesieniach morfologicznych pokrywają je gliniaste utwory stokowe.

ZBIORNIKI WÓD PODZIEMNYCH W HYDROGEOLOGICZNYM REJONIE KOTLINY JELENIOGÓRSKIEJ

Poziom wód porowych najlepiej wykształcony jest w dolinie Bobru, Kamiennej i Łomnicy, gdzie osiąga zmienne miąższości od kilku metrów, w brzeźnych partiach Kotliny i na wyniesieniach morfologicznych masywu krystalicznego, do ponad 19 m w jej centrum. Zasięg warstwy wodonośnej o miąższości powyżej 5 m, stał się podstawą wydzielenia granic holoceno-plejstoceniowego zbiornika wód podziemnych Jelenia Góra (ZJG), którego fragment zilustrowany jest na przekroju (fig. 2).

Ważnym zbiornikiem wód podziemnych jest plejstocenska kopalna struktura dolinna nazwana zbiornikiem doliny kopalnej Bobru (ZDKB), wydzielona w obszarze Kotliny Je-

leniogórskiej na odcinku Jelenia Góra–Jeżów Sudecki–Siedlęcín. Głębokość tej doliny osiąga 40 m, a miąższość piaszczysto-żwirowych osadów rzecznych dochodzi do 20 m.

Największe rozprzestrzenienie w hydrogeologicznym rejonie Kotliny Jeleniogórskiej zajmuje zbiornik wód porowo-szczelinowych występujących w górnych partiach utworów krystalicznych, obejmujący strefę szczelin wietrzeniowych wraz z zalegającymi na niej utworami pokrywowymi o charakterze zwietrzelin. Przyjmuje się zasięg głębokościowy tego zbiornika w przedziale 20–30 m. W opracowaniach regionalnych (Janicki i in., 1994; Zaleska i in., 1999; Marszałek, 2007) nazwano go zbiornikiem Karkonosze (ZK; fig. 1).

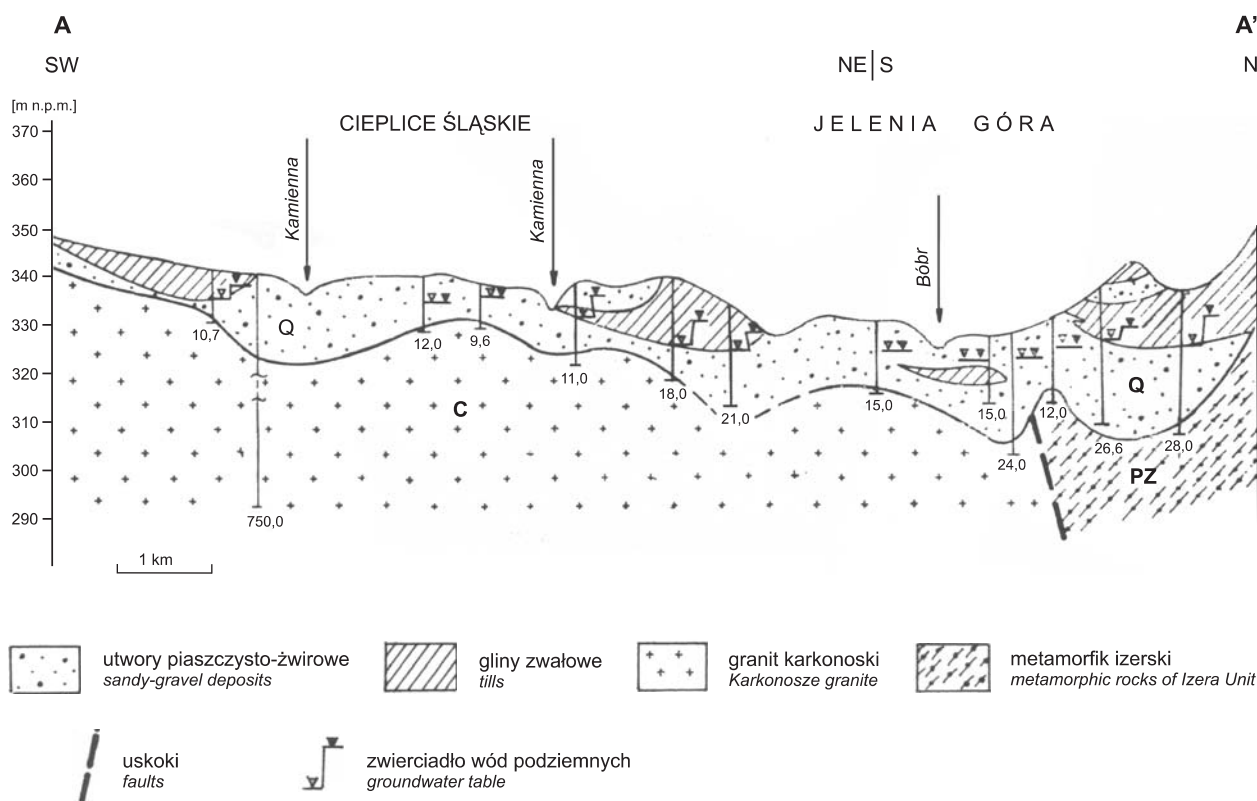


Fig. 2. Przekrój hydrogeologiczny przez Kotlinę Jeleniogórską

Hydrogeological cross-section through the Jelenia Góra Basin

PZ – paleozoik / Paleozoic, C – karbon / Carboniferous, Q – czwartorzęd / Quaternary

W profilu pionowym, poniżej wód pierwszego od powierzchni porowo-szczelinowego zbiornika, wyróżnia się w obrębie utworów krystalicznych szereg stref wodonośnych, występujących na różnych głębokościach, charakteryzujących się zróżnicowaną wodonośnością i właściwościami fizykochemicznymi wód szczelinowych. W centralnej części obszaru, w rejonie Cieplic Śląskich-Zdroju występuje zbiornik szczelinowych wód termalnych, związany ze strefami głębokich rozłamów tektonicznych, zwany zbiornikiem wód termalnych Cieplic Śląskich (ZCŚl., fig. 1).

W centralnej części obszaru, w rejonie Cieplic Śląskich-Zdroju występuje zbiornik szczelinowych wód termalnych, związany ze strefami głębokich rozłamów tektonicznych, zwany zbiornikiem wód termalnych Cieplic Śląskich (ZCŚl., fig. 1).

STREFOWOŚĆ HYDROGEOLOGICZNA W KOTLINIE JELENIOGÓRSKIEJ

Zasięg głębokościowy czwartorzędowych poziomów wodonośnych jest niewspółmiernie mały w porównaniu z zalegającym w obrębie krystaliniku strefami wód zwykłych i termalnych. W dalszych rozważaniach dotyczących pionowej strefowości hydrogeologicznej poziomy te będą więc pominięte, mimo ich znacznej zasobności i dużego znaczenia użytkowego.

Masyw krystaliczny cechuje się zmiennym stopniem zawodnienia wynikającym ze znacznej anizotropii szczelinowatego ośrodka skalnego. Niska porowatość skał krystalicznych (najczęściej poniżej 2,2%; Szałamacha, 1979; Staško, 1996; Marszałek, 2007) sprawia, że o zawodnieniu masywu decyduje jego szczelinowatość. Najwyższy stopień spękania wykazuje górna część masywu, gdzie rozwarście szczelin wietrzeniowych jest największe, co wpływa na wielkość parametrów filtracyjnych. Wraz z głębokością przepuszczalność ośrodka wyraźnie spada. Określone na podstawie próbnich pompowań wartości współczynnika filtracji szczelinowej są niskie i wynoszą średnio 0,1–0,8 m/d, a ich wodoprzewodność rzadko osiąga 100 m²/d. Jej wartości mieszczą się najczęściej w niskiej i średniej klasie, co w przypadku granitu karkonoskiego zamyka się w przedziale 1–40 m²/d (Marszałek, 2007). Wydajności z pojedynczych otworów wynoszą najczęściej od 0,5 do 3,5 m³/h przy depresjach dochodzących do kilkunastu metrów, chociaż w obrębie głębokich rozłamów tektonicznych nawiercano strefy o wydajnościach przekraczających niekiedy 100 m³/h (fig. 3).

STREFOWOŚĆ HYDRODYNAMICZNA

W rejonie Kotliny Jeleniogórskiej, podobnie jak w całym regionie sudeckim, wydziela się w utworach krystalicznych generalnie trzy (I–III) główne wodonośne strefy głębokościowe (fig. 3; Kowalski, 1992; Marszałek, 2007).

Pierwsza, najpłytsza (średnio do 30 m) dotyczy strefy aktywnej wymiany wód i ściśle związana jest z czynnikami hydrometeorologicznymi i geomorfologicznymi. Wody podziemne występują tu głównie w osadach rzecznych i wodnolodowcowych oraz w strefie szczelin wietrzeniowych skał krystalicznych wraz z ich zwietrzeliną. Przepływ ma w większości charakter warstwowy, koncentrujący się w strefie rozcięć erozyjnych, a zwierciadło swobodne (rzadziej naporowe) naśladuje morfologię terenu.

Druga strefa obejmuje wody wgłębne. Ich występowanie ściśle uzależnione jest od obecności, na różnych głębokościach, wietrzeniowych lub tektonicznych stref spękania masywu skalnego. Za podstawę drenażu tej strefy przyjmuje się bazę erozyjną w obniżeniach śródogórskich występującą w Sudetach na rzędnej około 400 m n.p.m., o czym świadczy stabilizacja ciśnień artezyjskich na tej wysokości (Kowalski, 1992). Głębsze poziomy w strefie (II) związane są głównie ze strefami szczelin występujących w obrębie uskoków i głębokich rozłamów tektonicznych. W Kotlinie Jeleniogórskiej ciśnienia stabilizują się na wysokościach około 20 m n.p.t., a dolny zasięg występowania tej strefy wiąże się z granicą pomiędzy występowaniem strefy wód zwykłych (chłodnych) i wód termalnych oszacowanych na około 300 m (fig. 3).

Trzecią najgłębszą strefę (III) charakteryzują wystąpienia wód podziemnych, koncentrujących się w obrębie głębokich rozłamów tektonicznych i tworzących lokalne obszary anomalii hydrodynamicznych, hydrogeochemicznych i hydrogeotermalnych. Przykładem ich są w niniejszym obszarze wody termalne Cieplic Śląskich-Zdroju.

Występująca w profilu pionowym krystaliniku do głębokości 2 km strefowość hydrodynamiczna, przejawiająca się istnieniem szeregu stref wodonośnych o zróżnicowanej wydajności, tworzy często wskutek łączności hydraulicznej jeden system hydrodynamiczny. Eksploatacja głębokich ujęć wód termalnych Cieplic Śląskich-Zdroju wpływała na spadek wydajności (lub zanik) ujęć płytszych (Poprawski, 1997; Liber-Madziarz, 2003).

Rejon Kotliny Jeleniogórskiej należy do uprzywilejowanych obszarów Sudetów o najgłębszym rozpoznaniu hydrogeologicznym przekraczającym 2 km (fig. 3). Pogłębiony w 1997 roku otwór C-1 w Cieplicach Śląskich-Zdroju pozwolił na prześledzenie w granicie karkonoskim stref dopływu wód zwykłych i termalnych do głębokości 2002,5 m (Dowgiałło, Fistek, 1998; Fistek, Dowgiałło, 2003). W otworze tym nawiercono kilkanaście stref spękanego granitu z dopływem wód termalnych, o temperaturze wzrastającej od 24,8°C na głębokości 570 m do 87,8°C z głębokości 2000 m.

Wydajności poszczególnych stref były zróżnicowane i wahały się od około 0,5 do nawet 130 m³/h na głębokości około 850 m (fig. 3). Poniżej głębokości 1500 m wielkości dopływów wód termalnych, o temperaturze w przedziale 76,4–97,7°C, wzrastały od około 20 m³/h na głębokości 1600 m do 88 m³/h w dolnej części otworu.

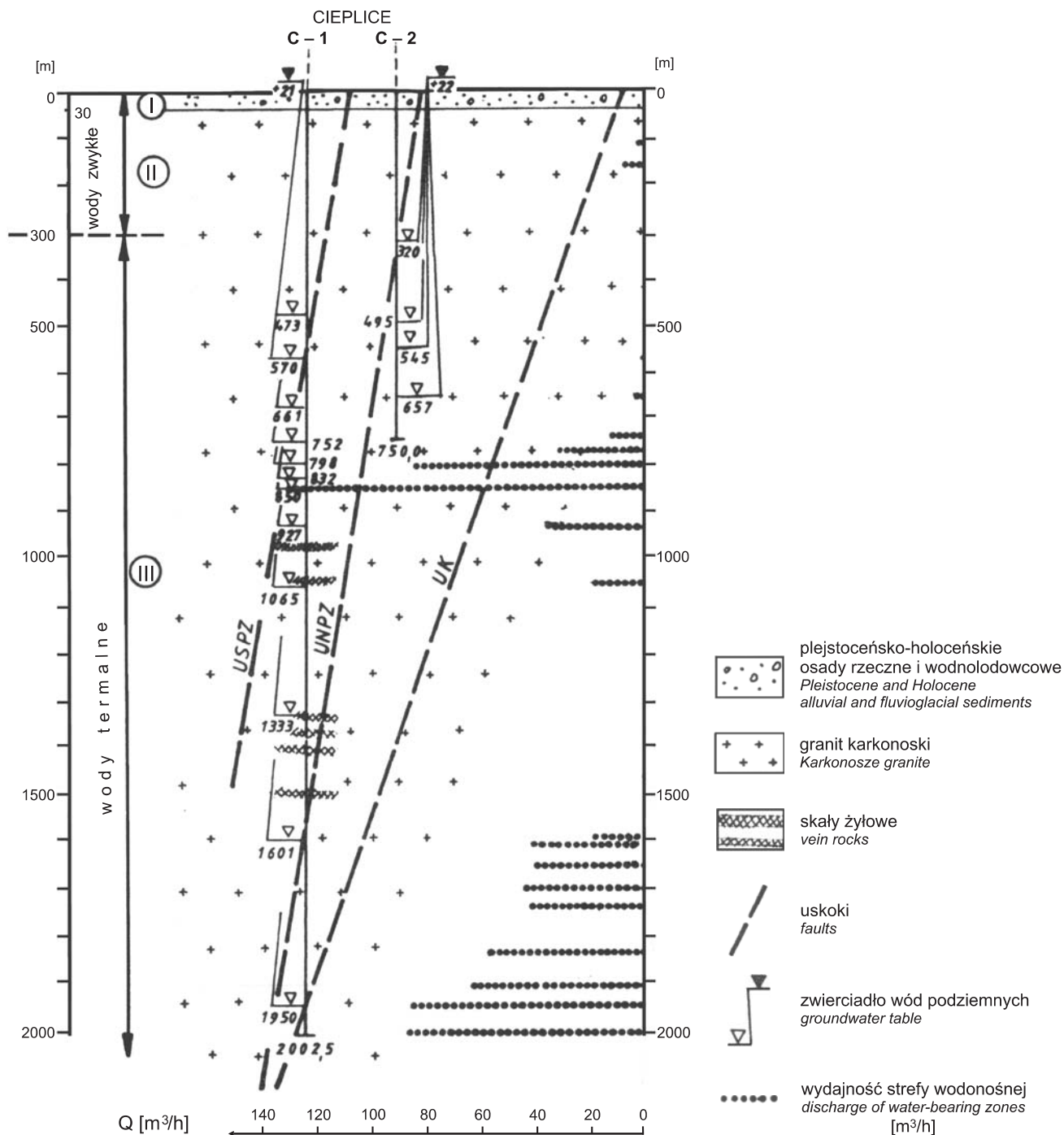


Fig. 3. Schemat pionowej strefowości hydrodynamicznej w hydrogeologicznym rejonie Kotliny Jeleniogórskiej (wg Marszałka, 2007, zmieniony)

I-III – strefy wodonośne, UK – uskók Kamiennej, UNPZ – uskók północny Parku Zdrojowego, USPZ – uskók południowy Parku Zdrojowego (Fistek, Dowgiałło, 2003)

Scheme of vertical hydrodynamic zoning in the Jelenia Góra Basin hydrogeological domain (after Marszałek, 2007, modified)

I-III – water-bearing zones, UK – Kamienna River fault, UNPZ – northern fault of Park Zdrojowy, USPZ – southern fault of Park Zdrojowy (Fistek, Dowgiałło, 2003)

STREFOWOŚĆ HYDROGEOCHEMICZNA I HYDROGEOTERMICZNA

Różna głębokość cyrkulacji wód wpływa na formowanie się ich właściwości fizykochemicznych, co powoduje kształtowanie się wyraźnej strefowości hydrogeochemicznej i hydrogeotermicznej. Pionową strefowość określono głównie dla granitów, stanowiących najbardziej rozpowszechnioną skałę zbiornikową omawianego obszaru.

Wody strefy aktywnej wymiany różnią się właściwościami fizycznymi (temperaturą, racyznością) oraz składem chemicznym od wód głębokiej cyrkulacji. Skład chemiczny płytkich wód podziemnych, występujących do głębokości 25–30 m zależy nie tylko od charakteru litologicznego skał zbiornikowych i gleb, ale również od czynników zewnętrznych związanych z działalnością ludzką, odgrywających istotną rolę w formowaniu się składu wód opadowych i powierzchniowych. W obszarze Karkonoszy wody opadowe dostarczały do wód podziemnych znacznych ilości związków siarki i azotu oraz wybranych mikroelementów. Depozycja związków siarki i azotu (mierzona w latach 1988–1994) wzrastała wraz z wysokością położenia obszaru (Zwoździak i in., 1995). Niski odczyn wód pH, często poniżej 4, a nawet w granicach 2,5–3,0, powodował zakwaszenie wód podziemnych, strefy aeracji i gleb, wywołując szereg niekorzystnych procesów uruchamiających migrację metali ze środowiska skalnego do wód podziemnych (Marszałek, 2007). W ostatnich kilkunastu latach notuje się wyraźny spadek zanieczyszczeń atmosfery i opadów atmosferycznych w badanym rejonie (Błaś i in., 2004).

Wody rzeczne cechują się podobnym typem chemicznym do wód opadowych (fig. 4). Dominującymi jonami są siarczan, wodorowęglan, wapń i sód. Wody te charakteryzuje odczyn pH zmieniający się, w zależności od wysokości położenia punktu opróbowania, od około 4 do 6,5. Mineralizacja wód powierzchniowych w górnych odcinkach cieków niewiele różni się od mineralizacji płytkich wód podziemnych. W zurbanizowanych i użytkowanych rolniczo rejonach Kotliny obserwuje się w nich wzrost zawartości związków azotu. Rola wód powierzchniowych w formowaniu się właściwości fizykochemicznych wód podziemnych jest znacznie mniejsza w porównaniu z wodami opadowymi, ze względu na drenujący w większości obszaru charakter cieków. Znaczenie ich rośnie w przypadku płytkich horyzontów, gdzie istnieje wyraźny kontakt hydrauliczny obu rodzajów wód oraz tam, gdzie rzeki wykazują infiltracyjny charakter. Wyraźne zasilanie osadów rzecznych przez wody powierzchniowe stwierdzono w strefie krawędzi morfologicznej Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej, co wykazały pomiary natężenia przepływu rzek (Marszałek, 2007).

Wody podziemne pierwszego od powierzchni terenu poziomu wodonośnego w utworach krystalicznych cechuje dominacja jonów HCO_3 , SO_4 , Ca, Na, oraz lekko kwaśny lub kwaśny odczyn wód (pH = 5,3–6,5), niska zawartość fluoru (najczęściej poniżej 0,2 mg/dm³) i krzemionki. Mineralizacja rzadko przekracza 100 mg/dm³. Wyniki oznaczeń zawartości trytu z lat 1986–1992 (Ciężkowski, 1990; Marszałek,

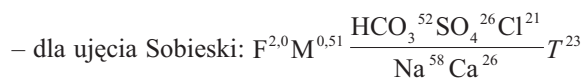
2007), często powyżej 20 TU, wskazują na młody wiek wód. Skład jonowy wód pokryw osadowych i skał krystalicznych przedstawiono na figurze 5, a przestrzenny rozkład ich przewodności elektrolitycznej właściwej wraz z ich odczynem wód zobrazowano na figurze 6.

Wraz ze wzrostem głębokości w wodach podziemnych obserwuje się wzrost mineralizacji, stężeń jonów Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^- i krzemionki oraz odczynu pH. Na głębokości poniżej 100 m występują zwykłe wody szczelinowe typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ z wyższą zawartością fluoru. Brak trytu wskazuje na ich zasilanie przed rokiem 1953.

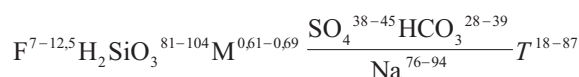
Strefa w przedziale głębokościowym 100–300 m charakteryzuje się jeszcze obecnością wód zwykłych o temperaturze około 15–16°C (fig. 4) i dominujących jonach HCO_3 , Ca i Na. Poniżej, w wyniku wymiany jonowej następuje wśród kationów przewaga jonu sodowego nad wapniowym, uwalnianego prawdopodobnie w wyniku hydrolizy plagioklazów. Proces ten powoduje również wzrost odczynu wód.

W centralnych partiach Kotliny granica pomiędzy wodami zwykłymi a termalnymi występuje na głębokości około 300 m.

Wody podziemne występujące na głębokościach od 300 do 2000 m posiadają temperaturę przekraczającą 20°C. W dolnych partiach profilu na głębokości 1870 m temperatura wody dochodzi do 97,7°C (Dowgiało, 2002). Reprezentują one wody termalne o głębokiej cyrkulacji, wypływające systemem uskoków w uzdrowisku Cieplice Śląskie-Zdrój. Temperatura wody na wypływie z otworu C-1 wynosi 87,6°C (Dowgiało, 2002; Fistek, Dowgiało, 2003). Wody te uznane zostały za lecznicze nie tylko ze względu na podwyższoną temperaturę, ale również z powodu wysokich zawartości czynnych farmakodynamicznie składników, takich jak jon fluorowy oraz krzem w postaci H_2SiO_3 . Wody lecznicze Cieplice Śląskich-Zdroju są wodami słabo zmineralizowanymi o mineralizacji 600–850 mg/dm³ i obecności gazu N_2 ; zawartość fluoru zmienia się w poszczególnych ujęciach od 2,0 do 12,5 mg/dm³, a stężenie H_2SiO_3 przekracza 100 mg/dm³. Są one w większości ujęć wodami typu $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na}$. Wyjątek stanowi ujęcie Sobieski o typie $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Na-Ca}$. Przedstawiony wzorami Kurlowa skład chemiczny wód termalnych Cieplice Śląskich-Zdroju (Ciężkowski, Mroczkowska, 1985) przybiera postać:



– dla pozostałych ujęć:



Wyniki badań izotopowych cieplickich wód termalnych wskazują na występowanie także pośrednich (mieszanych) typów wód, reprezentowanych przez wody ujęcia Waclaw i Marysieńka (Ciężkowski i in., 1996). Wody pierwszego z ujęć zawierają zmienną ilość domieszki wód współczesnych, a w wodach źródła Marysieńka wody współczesne występują okresowo.

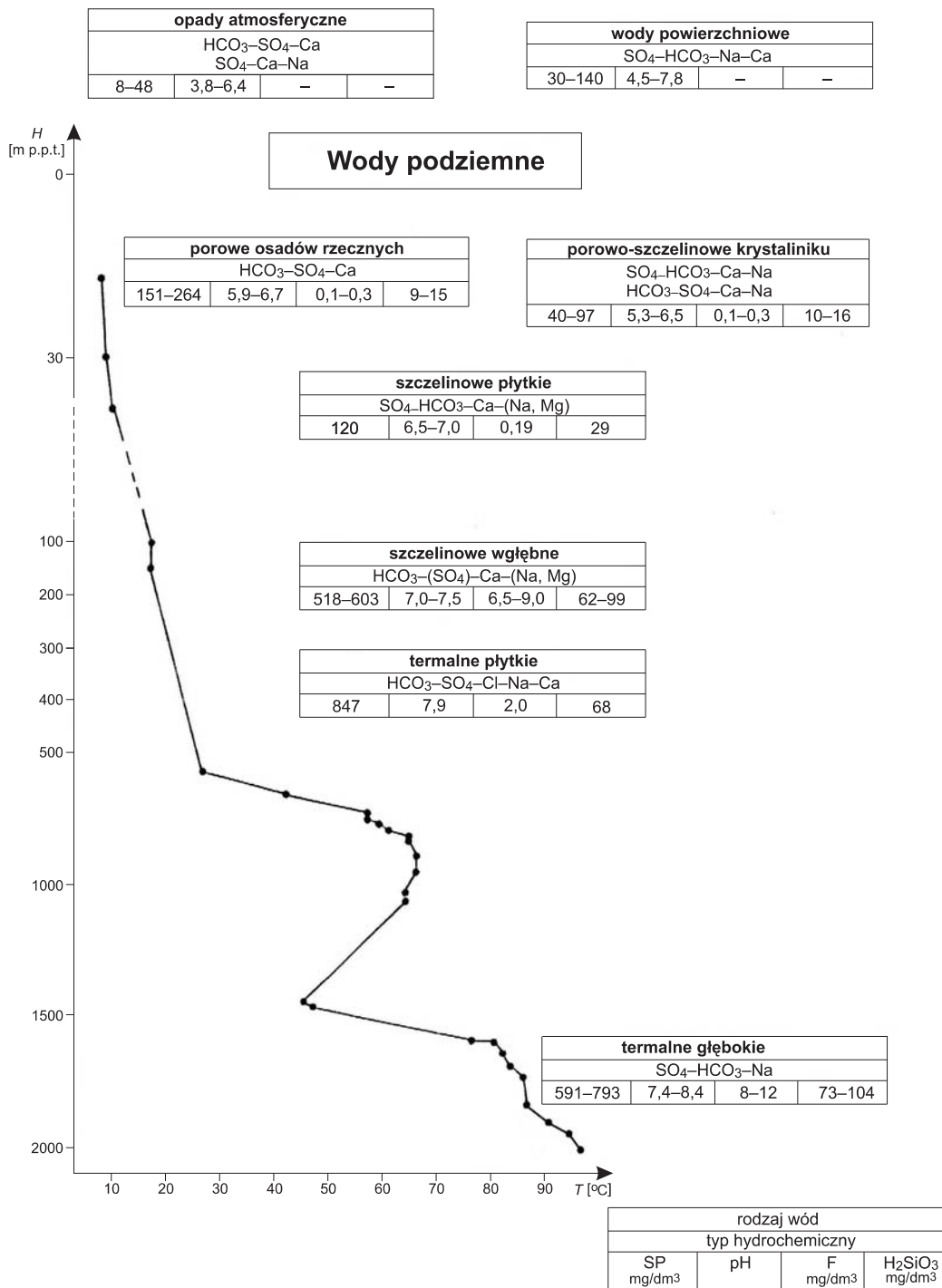


Fig. 4. Pionowa strefowość hydrogeochemiczna i hydrogeotermiczna w obrębie granitu karkonoskiego w rejonie Cieplice Śląskich-Zdroju (wg Marszałka, 2007)

Vertical hydrogeochemical and hydrogeothermal zonation within the Karkonosze granite in the Cieplice Śląskie Spa region (after Marszałek, 2007)

Fig. 5. Skład jonowy wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

Groundwater ionic composition in the Jelenia Góra Region

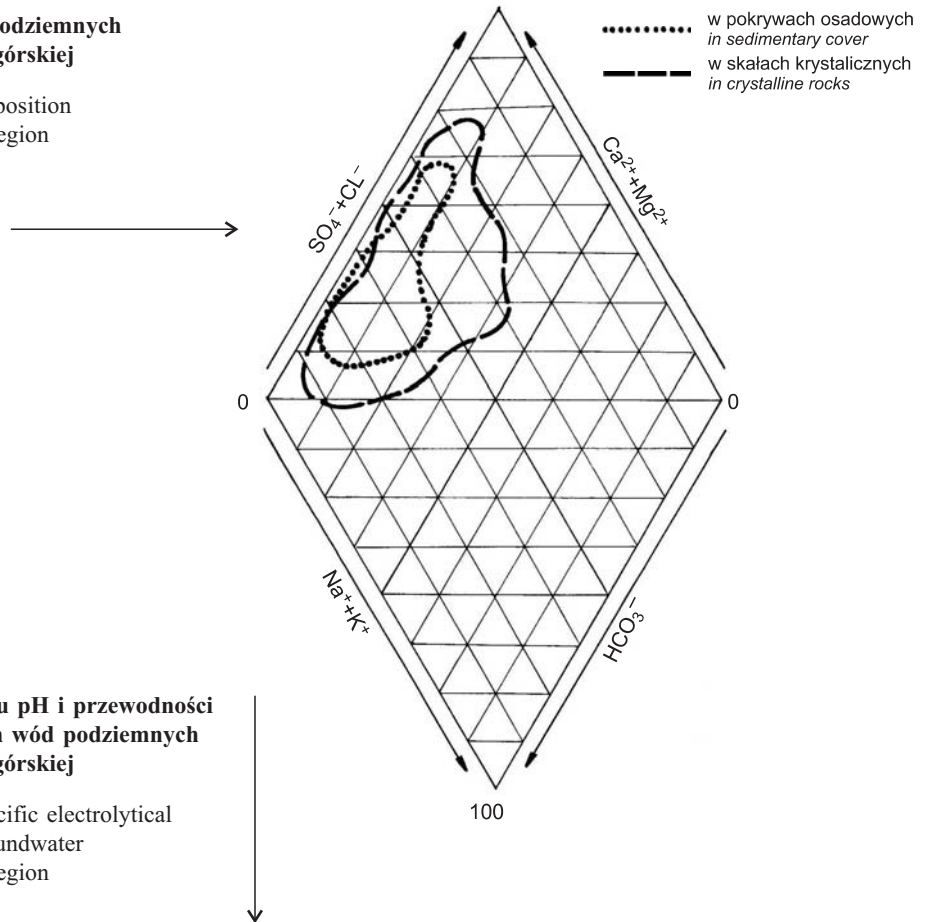
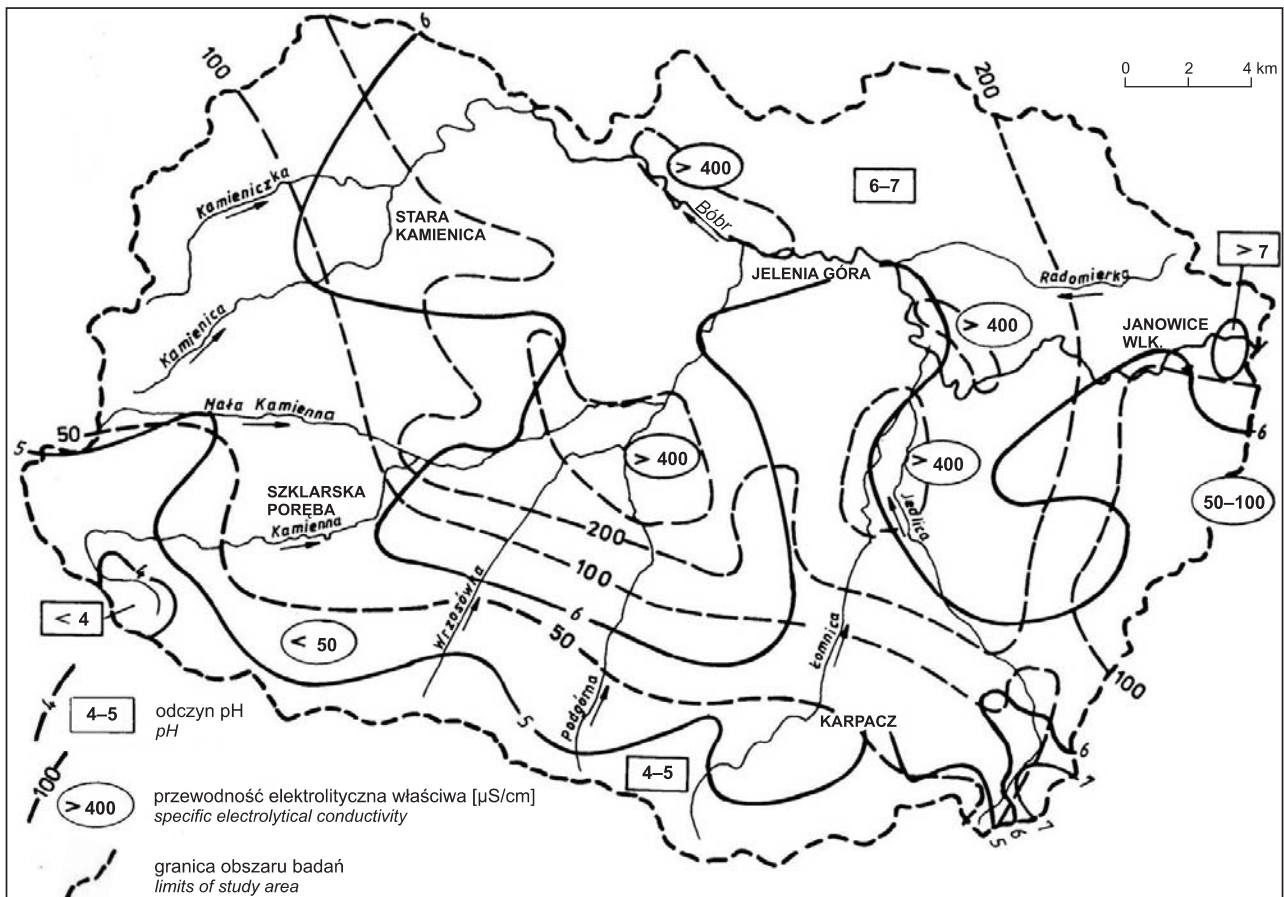


Fig. 6. Przestrzenny rozkład odczynu pH i przewodności elektrolitycznej właściwej zwykłych wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

Spatial distribution of pH and specific electrolytical conductivity of fresh groundwater in the Jelenia Góra Region



Fluor i krzemionka są istotnymi mikroskładnikami występującymi także w zwykłych wodach podziemnych krystaliniku karkonosko-izerskiego. Fluor występuje w wodach zwykłych analizowanego obszaru w ilościach znacznie niekiedy przekraczających określoną przez Mroczkowską (1978) dla Sudetów graniczną wartość tła hydrochemicznego, wynoszącą $0,06 \text{ mg/dm}^3$. Obszarem o podwyższonej zawartości tego pierwiastka w wodach podziemnych są Góry i pogórze Izerskie oraz Karkonosze. W gnejsach i łupkach łyszczykowych jednostki izerskiej stwierdzano stężenia jonu fluorowego w przedziale $1,1\text{--}2,8 \text{ mg/dm}^3$ (Marszałek, 2007). W granicy karkonoskim jon fluorowy występuje najczęściej w przedziale $0,1\text{--}0,7 \text{ mg/dm}^3$ (fig. 7). Fluor pochodzenia naturalnego w ilości powyżej $0,2 \text{ mg/dm}^3$ związany jest głównie z wodami szczelinowymi o głębszym niż przypowierzchniowe krążeniu. Może on tworzyć pewne strefy anomalne, gdy jego zawartość przekracza $0,4 \text{ mg/dm}^3$ (Kryza i in., 1994). Określone przez autora, dla badanego fragmentu krystaliniku kar-

konosko-izerskiego, tło hydrochemiczne wód w pokrywach osadowych mieści się w przedziale $0,15\text{--}0,32 \text{ mg/dm}^3$, a dla zwykłych wód porowo-szczelinowych w skałach krystalicznych wartość zawiera się w zakresie $0,10\text{--}0,30$ (Marszałek, 2007). Średnia zawartość fluoru w zwykłych wodach podziemnych krystaliniku karkonosko-izerskiego wynosi $0,23 \text{ mg/dm}^3$. W badanym obszarze istnieje kilka stref anomalnych o podwyższonej zawartości jonu fluorowego (fig. 7). Najwyższe wartości, przekraczające 12 mg/dm^3 , stwierdza się w wodach termalnych Cieplic Śląskich Zdroju (Ciężkowski, 1990; Fistek, Dowgiałło, 2003). Określone na podstawie analiz chemicznych wykonanych w tym rejonie z 82 płytkich otworów (do głębokości 30 m) zawartości jonu fluorowego dla zwykłych wód podziemnych wahały się od $0,01$ do $9,23 \text{ mg/dm}^3$, przy średniej wartości $1,29 \text{ mg/dm}^3$ (Fistek i in., 2001).

Stężenia krzemionki w wodach podziemnych Kotliny Jeleniogórskiej wykazują silną korelację ($R = 0,93$) z zawartością

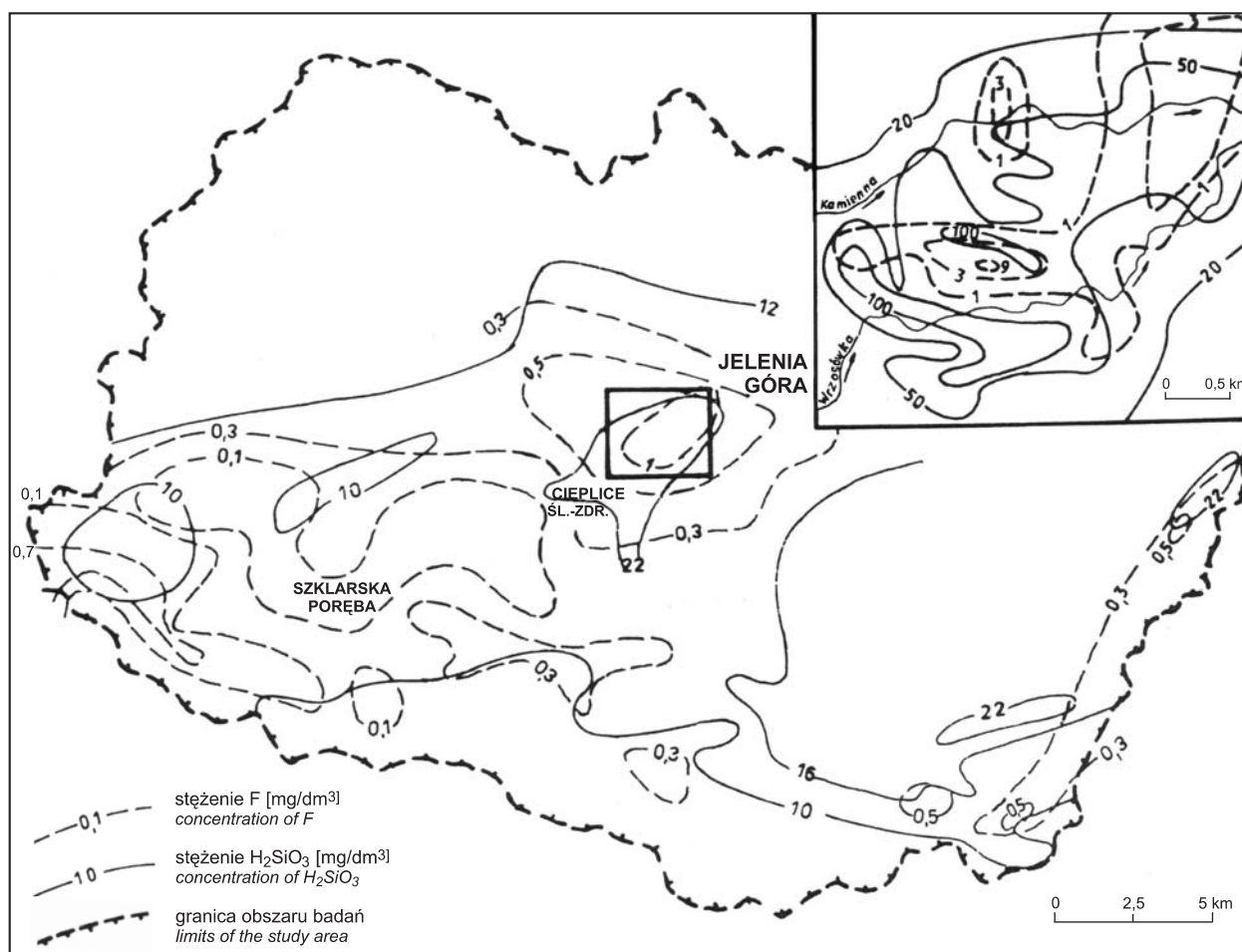


Fig. 7. Przestrzenny rozkład jonu F^- i kwasu metakrzemowego H_2SiO_3 w wodach podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

Spatial distribution of F^- and H_2SiO_3 in groundwater of the Jelenia Góra Region

jonu fluorkowego, co uwidacznia w przestrzennym rozkładzie (fig. 7). Zakres tła dla H_2SiO_3 mieści się w przedziale 9,0–14,7 mg/dm^3 dla wód porowych pokryw osadowych oraz 10,4–16,09 mg/dm^3 dla wód w utworach krystalicznych (Marszałek, 2007). Średnia wartość wynosi odpowiednio 12,0 i 13,2 mg/dm^3 . Stężenia H_2SiO_3 w wodach termalnych

Cieplic dochodzą do 104 mg/dm^3 , przy średniej wartości dla ośmiu ujęć równej 85,8 mg/dm^3 (Fistek, Dowgiało, 2003). W trakcie opróbowania wód 82 płytkich otworów zlokalizowanych w rejonie Cieplic Śląskich-Zdroju wykazały w kilku z nich wartości przekraczające 140 mg/dm^3 (Fistek i in., 2001).

KRAŻENIE (SYSTEMY PRZEPLYWU) WÓD PODZIEMNYCH W KOTLINIE JELENIOGÓRSKIEJ

Silne rozcięcie erozyjne obszarów górskich sprzyja nacinaniu zróżnicowanych głębokościowo stref wodonośnych i powstawaniu różnych systemów przepływu wód podziemnych, od lokalnego formującego się w płytkich strefach, poprzez przejściowy związany z głębszym niż przypowierzchniowe krążenie, aż do regionalnego przepływu w obrębie głębokich

rozłamów tektonicznych (fig. 8). Część wód infiltrujących w podłoże przemieszcza się na większe głębokości systemem rozłamów tektonicznych. Głębokie dyslokacje tektoniczne są miejscem wypływów wód termalnych Cieplic Śląskich-Zdroju, których obszary zasilania nie są jednoznacznie określone. Za główne obszary zasilania podaje się najczęściej wyniesione

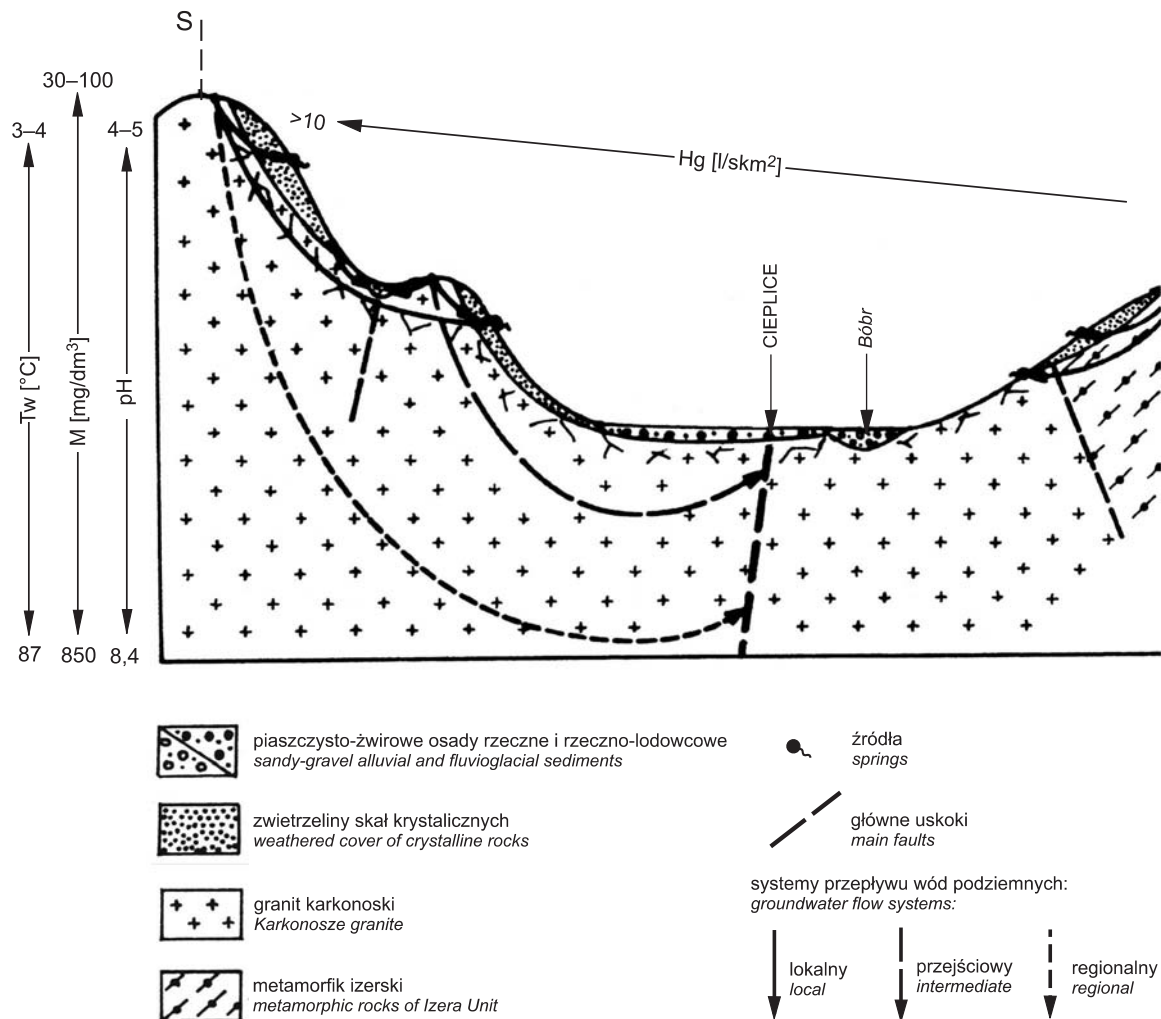


Fig. 8. Schemat ideowy systemu hydrogeologicznego Kotliny Jeleniogórskiej z jej górskim obramowaniem

Conceptual model of the hydrogeological system of the Jelenia Góra Basin and surrounding mountains

masywy Karkonoszy, Gór Izerskich i Rudaw Janowickich (m.in. Ciężkowski i in., 1996; Dowgiałło, 2002; Fistek, Dowgiałło, 2003). Dużą rolę w przepływie wód przypisuje się zarówno głębokim regionalnym strefom uskokowym, jak i kontaktującymi się z nimi płytszymi pęknięciami podłoża krystalicznego, pozwalającymi na istnienie w tych samych strefach drenażu wypływów wód o odmiennych właściwościach fizykochemicznych i różnym czasie przebywania w środowisku skalnym. Strefami przepływu dwóch różnych systemów zasilanych na różnych wysokościach i krążących w różnych głębokościowo strefach spękań mogą być zarówno źródła wód zwykłych, jak i termalnych. Przykładem może być źródło w pobliżu Szklarskiej Poręby drenujące wody dwóch stref, różniące się temperaturą, składem jonowym i izotopowym (Marszałek, 1996, 2007). W przypadku wód termalnych Cieplic Śląskich-Zdroju wody płytszego systemu ujęcia „Sobieski” wyraźnie różnią się od pozostałych, głębszych i znacznie starszych wód.

Duża anizotropia ośrodka skalnego wpływa na zróżnicowaną odnawialność stref wodonośnych, a co za tym idzie zróżnicowany wiek wód podziemnych. W dobrze przepuszczalnych pokrywach zwietrzelinowych i silnie spękanym masywie w grzbietowych partiach Karkonoszy wymiana wody jest szybka. Występują tu wody współczesne o krótkim, nawet poniżej jednego roku, czasie przebywania wody w ośrodku skalnym. Wraz z głębokością stopień penetracji współczesnych wód infiltracyjnych ulega zmniejszeniu i tempo odnawialności wyraźnie spada. Wiek wód szczelinowych może osiągać od kilku do 15 lat (przykładem może być źródło w Kowarach; Ciężkowski, Przylibski, 2003). W miejscach występowania głębokich rozłamów tektonicznych, szczególnie dobrze rozwiniętych w rejonie Cieplic w centrum Kotliny, występują wody termalne o czasie infiltracji datowanym na kilkadziesiąt tysięcy lat (Ciężkowski, 1990).

PODSUMOWANIE

W hydrogeologicznym rejonie Kotliny Jeleniogórskiej występują wody porowe w pokrywie osadowej plejstocenu i holocenu oraz wody szczelinowe w skałach krystalicznych. W profilu pionowym wydzieliła się trzy główne wodonośne strefy głębokościowe: aktywnej wymiany, wód wgłębnych i wód głębokiego przepływu. W profilu pionowym granitu karkonoskiego istnieje wyraźna strefowość hydrodynamiczna, hydrogeochemiczna i hydrogeotermiczna, przejawiająca się zróżnicowaną wodonośnością i właściwościami fizykochemicznymi wód podziemnych. Wody pierwszej od powierzchni terenu strefy do głębokości około 30 m, ściśle uzależnione są od środowiska geologicznego i czynników zewnętrznych, hydrometeorologicznych i antropogenicz-

nych. Duży wpływ na formowanie się ich chemizmu ma jakość wód opadowych. Ze wzrostem głębokości wzrasta mineralizacja wód oraz stężenia jonów Na, Ca, Mg, F, krzemionki i odczyn pH. Na głębokości 100–300 m wody zwykle są głównie typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ i mają temperaturę około 15–16°C. Poniżej 300 m następuje dalszy wzrost mineralizacji, stężenia Na, F i krzemionki. Wody posiadają głównie typ jonowy $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na}$, a ich temperatura na głębokości 2 km przekracza 97°C.

W hydrogeologicznym rejonie Kotliny Jeleniogórskiej występują trzy systemy przepływu wód podziemnych – od lokalnego poprzez przejściowy do regionalnego.

LITERATURA

- BŁAŚ M., SOBIK M., POTOCKA J., TWAROWSKI R., 2004 — Alkaliczacja hydrometeorów w Sudetach Zachodnich. *Opera Corcontica*, **41**, 1: 74–85.
- BORKOWSKA M., 1966 — Petrografia granitu Karkonoszy. *Geol. Sudet.*, **2**.
- CIEŻKOWSKI W., 1990 — Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.*, **60**, *Monogr.*, **19**.
- CIEŻKOWSKI W., MROCZKOWSKA B., 1985 — Anomalia hydrogeochemiczna Cieplic Śląskich Zdroju. *Ann. Soc. Geol. Pol.* **55**, 3/4: 473–484.
- CIEŻKOWSKI W., PRZYLIBSKI T., 2003 — Wody szczelinowe granitu karkonoskiego na przykładzie źródła nr 26 w Kowarach: wyniki badań izotopowych. Przewodnik do wycieczek LXXIV Zjazdu PTG w Cieplicach Śl.: 21–22. Wind, Wrocław.
- CIEŻKOWSKI W., DOKTÓR S., GRANICZNY M., KABAT T., KOZŁOWSKI J., LIBER-MADZIARZ E., PRZYLIBSKI T., TEISSEYRE B., WIŚNIEWSKA M., ZUBER A., 1996 — Próba określenia obszarów zasilania wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych. Zał. 3. Źłoże wód leczniczych Cieplic Śląskich Zdroju; Zał. 4. Źłoże wód leczniczych Czerniawy Zdroju. Arch. ZBU "Zdroje", Wrocław.
- CLOOS H., 1925 — Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I Spec. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Bau, Bildung und Oberflächengestaltung, Berlin.

- DOWGIAŁŁO J., 2002 — The Sudetic geothermal region of Poland. *Geothermics*, **31**: 343–359.
- DOWGIAŁŁO J., FISTEK J., 1998 — Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych w Jeleniej Górze–Cieplicach. Arch. PAN, Warszawa.
- FISTEK J., DOWGIAŁŁO J., 2003 — Wody termalne Cieplic Śląskich w świetle badań geologiczno-poszukiwawczych wykonanych w latach 1969–73 i 1997–98. *W: Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu* (red. W. Ciężkowski i in.): 207–223. Wind, Wrocław.
- FISTEK J., FISTEK A., FARBISZ J., 2001 — Dokumentacja wynikowa – Sprawozdanie z prac I etapu rozpoznania struktury hydrogeologicznej Cieplic przy zastosowaniu płytkich otworów badawczych. Arch. UPiBG-H, Wrocław.
- JANICKI B., KRAWCZYK J., KRYZA J., NOWACKI F., 1994 — Bilans wodno-gospodarczy wraz ze sformułowaniem warunków korzystania z wód zlewni rzeki Bóbr do przekroju powyżej zbiornika Pilchowice w zakresie wód podziemnych na podstawie dotychczasowych wyników badań na tym obszarze. Arch. PG „Proxima”, Wrocław.
- KLECZKOWSKI A.S., 1988 — Regionalizacja słodkich wód podziemnych Polski w zmodyfikowanym ujęciu. Aktualne Problemy Hydrogeologii, cz. III: 1–6. Wyd. Inst. Morskiego, Gdańsk.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 — Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1:500 000). Wyd. IHiGI, AGH Kraków.
- KOWALSKI S., 1992 — Czynniki naturalne warunkujące występowanie wód podziemnych w regionie sudeckim. *Acta Univ. Wratisl., 1324, Pr. Geol.-Miner.*, **25**.
- KRYZA H., KRYZA J., MARSZAŁEK H., 1994 — Zanieczyszczenie wód Karkonoszy. *W: Karkonoskie Badania Ekologiczne II* (red. Z. Fischer): 97–123. Ofic. Wyd. Inst. Ekologii PAN, Dziekanów Leśny.
- LIBER-MADZIARZ E., 2003 — Wody termalne Cieplic Śląskich Zdroju: wpływ prac geologiczno-poszukiwawczych na zmiany wydajności źródeł wód termalnych w Cieplicach Śląskich Zdroju. *W: Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu* (red. W. Ciężkowski i in.): 19–20. Przewodnik do wycieczek. Wind, Wrocław.
- MARSZAŁEK H., 1996 — Hydrogeologia górnej części zlewni Kamiennej w Sudetach Zachodnich. *Acta Univ. Wratisl., 1881, Pr. Geol.-Miner.*, **54**, Wrocław.
- MARSZAŁEK H., 2007 — Kształtowanie zasobów wód podziemnych w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej. *Acta Univ. Wratisl. Hydrogeol.*, **2993**.
- MAZUR S., 1998 — Zarys budowy geologicznej masywu karkonosko-izerskiego i jego pozycja w obrębie warsycydów środkowej Europy. *Pr. Specjalne PTM*, **11**: 31–41.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., WOJTKOWIAK A., 1980 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Jelenia Góra. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., WOJTKOWIAK A., 1983 — Objasnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Jelenia Góra. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MIERZEJEWSKI M.P., MAJEROWICZ A., CZERWIŃSKI J., 1983 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Szklarska Poręba. Wyd. Geol., Warszawa.
- MROCZKOWSKA B., 1978 — Występowanie fluoru w wodach sudeckich. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośląski*, Wrocław.
- PACZYŃSKI B., 2007 — Podstawy regionalizacji hydrogeologicznej. *W: Hydrogeologia regionalna Polski* (red. B. Paczyński, A. Sadurski), t. I: 56–69. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POPRAWSKI L., 1997 — Changes of the hydrogeological regime in thermal groundwater intakes of Cieplice Śląskie Spa. *W: The second workshop on hardrock hydrogeology of the Bohemian Massif* (red. T. Bocheńska, S. Staško). *Acta Univ. Wratisl. Hydrogeol.*, **2052**: 117–134.
- STAŠKO S., 1996 — Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie wybranych obszarów Sudetów polskich. *Acta Univ. Wratisl., 1870, Pr. Geol.-Miner.*, **53**.
- SZAŁAMACHA J., 1979 — Granity masywu Karkonoszy. *W: Surowce mineralne Dolnego Śląska* (red. K. Dziedzic, S. Kozłowski i in.): 218–222. Ossolineum, Wrocław.
- WALCZAK W., 1968 — Sudety. PWN, Warszawa.
- ZALESKA M., ŚLIWKA R., KUDŁACIK J., HAŁADAJ J., 1999 — Dokumentacja hydrogeologiczna regionu sudeckiego – zlewnie górnych biegów Nysy Łużyckiej i Bobru wraz z oceną zasobów poziomów wodonośnych. Arch. Arcadis Ekokonrem, Wrocław.
- ZWOŹDZIAK J., KMIEĆ G., ZWOŹDZIAK A., KACPERCZYK K., 1995 — Presja zanieczyszczeń przemysłowych w ostatnim wieloletniu a stan obecny. *W: Karkonoskie Badania Ekologiczne III* (red. Z. Fischer): 79–96, Dziekanów Leśny.
- ŻELAŻNIEWICZ A., NOWAK I., ACHRAMOWICZ S., CZAPLIŃSKI W., 2003 — Północna część bloku karkonosko-izerskiego: historia pasywnej krawędzi terranu Saksoturynгии. *W: Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu*. Przewodnik do wycieczek (red. W. Ciężkowski i in.): 17–31. Wind, Wrocław.

SUMMARY

The occurrence of a large morphological depression in the Western Sudetes, surrounded by mountainous ridges, with permanent groundwater flow from recharge areas to drainage zones, was a basis for distinguishing of the Jelenia Góra Basin as a separate hydrogeological unit in the hydrogeological domain. This unit belongs to morphological depressions of the bedrock composed of granite and filled by a thin Pleistocene–Holocene sedimentary cover, rarely

exceeding 20 m in thickness. The Jelenia Góra Basin includes the porous aquifers of “Jelenia Góra” and “buried valley of Bóbr River”, and two aquifers in hard rocks: the porous-fractured “Karkonosze” aquifer and the “Cieplice Śląskie Spa” aquifer containing thermal waters. The hydrodynamic zoning with many water-bearing zones of various discharge rates, occurring in the crystalline massif to the depth of 2 km, often forms as a result of hydraulic

connection of a single hydrodynamic system. Different depths of groundwater circulation affect their specific physico-chemical properties causing a distinct hydrogeochemical and hydrogeothermal zoning. In the central part of the Jelenia Góra Basin, the boundary between fresh and thermal water occurs at the depth of 300 m. At the depth of 2 km, the temperature of thermal water reaches 97.7°C.

Strong morphological dismembering of mountainous terrains dissects water-bearing zones lying at different depths and contributes to the formation of various groundwater flow systems. Within the study area, there are three types of groundwater flow systems: a local one formed in shallow zones, an intermediate system related to the circulation deeper than near-surface, and a regional flow system through deep tectonic cracks.