

Stanisław STAŃKO¹

ZAWODNIENIE SZCZELINOWYCH SKAŁ KRystalicznych W SUDETACH

(z 1 fig.)

WATER-BEARING CAPACITY OF HARD ROCKS IN THE SUDETES

(with 1 Fig.)

Abstract. This paper presents new results on fresh groundwater occurrence in fractured crystalline rocks in the Sudetes. Description has been followed by review of previous results and approaches. Three-zones hydraulic model of water storage and flow has been proposed and indicate important role of the weathering cover. Recent study modificate simple piston flow scheme and rapid water exchange in such a region. Weathering zone existence showed that the flow model must be considered as mixing water with different rate of flow through media of different capacity and transmissivity. Water-bearing properties of hard rock in the Sudetes has been evaluated and indicated high groundwater run off and spring's density. Crystalline formation tapped by water wells indicate low and intermediate yield and provide 5 m³/h of water in fissured zone. Due to geometry and hydraulic properties of water bearing zones horizontal water intake is able to provide up to 100 m³/h of water in regional fracture zones, e.g. Kletno–Stare Mesto in the Bohemian Massif. Proposed low groundwater flow has been supported by drainage observation data and also by some publication. Results of isotopic and traser studies as well as water chemical composition support proposed model.

Key words: groundwater, hard rocks, water resources, flow rate.

Abstrakt. W pracy przedstawiono nowe wyniki badania dotyczące występowania zwykłych wód podziemnych w środowisku szczelinowym skał krystalicznych Sudetów. Rozważania poprzedzono przeglądem dotychczasowych wyników badań i poglądów. Zaproponowano 3-strefowy model hydrauliczny gromadzenia i przepływu wód, wskazując na istotny rolę pokryw zwietrzelinowych. Model ten zmienia uproszczony, tłokowy schemat szybkiej wymiany wód podziemnych w tych obszarach. Pokrywy zwietrzelinowe powodują, że w modelu przepływu należy uwzględnić schemat mieszania się (przenikania się) wód wolno i szybko przepływających przez obojętnej pojemności i oporności hydraulicznej. Określono stopień zawodnienia skał krystalicznych w Sudetach, wskazując na wysoki odpływ podziemny i znaczną liczbę ród.

¹ Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Zakład Hydrogeologii Podstawowej,
ul. Cybulskiego 32, 50-205 Wrocław.

Skąły, z których wody eksploatowane są studniami wykazują średni i niski stopień zawadnienia, co pozwala uzyskać średnio wydajność $5 \text{ m}^3/\text{h}$ ze studni w strefach spłaski. Ze względu na geometrię i właściwości hydrauliczne stref wodonośnych poziome ujęcia drenażowe dostarczają nawet do $100 \text{ m}^3/\text{h}$ wód w strefach regionalnych dyslokacji, np. Kletno–Stare Mesto. Propozycja wolnej wymiany wód została uzasadniona obserwacjami drenażu i poparta doniesieniami literaturowymi. Przemawiają za nią badania izotopowe, wskaźnikowe oraz składu chemicznego.

Słowa kluczowe: wody podziemne, skały krystaliczne, zasoby, tempo wymiany.

WSTĘP

Od czasów pierwszych prac Leppla (1900) dotyczących występowania wód podziemnych w skałach krystalicznych Sudetów nastąpił znaczny postęp. Pierwszej oceny warunków hydrogeologicznych dla wód zwykłych dokonał Różycki (1955, 1976). W krystaliniku wydzielił trzy strefy występowania wód: szczelinowo-rumoszowe, szczelinowe płytke i głębokie oraz szczelinowe głębokie. Podział ten z pewnymi modyfikacjami zachował się do dzisiaj.

Początkowe badania hydrogeologiczne koncentrowały się na rejestracji objawów zawadnienia, kartowaniu hydrogeologicznym oraz badaniach odpływu podziemnego. Wstępne oceny wykazały, że w części ródki szczelinowych występują w Kotlinie Kłodzkiej, gdzie zarejestrowano 33 wypływy, natomiast w Kotlinie Jeleniogórskiej — około 20 ródki (Różycki, 1976). Dzisiaj liczbę ródki w Sudetach ocenia się na 10 tysięcy. Opisy warunków hydrogeologicznych w rejonie Kowar i Kudowy przedstawili Fistek (1970) oraz Fistek i Gierwielaniec (1983). Pierwszą udokumentowaną klasyfikację ródki zlewni Morawki, Kleńnicy i Kamienicy w Masywie nieznika i zestawienie odpływu podziemnego podała H. Kryza (1983), a ostatnio H. Kryza i J. Kozłowski (1998). O różnicach i zmienności odpływu podziemnego na obszarze krystalicznym Karkonoszy pisali H. Kryza i J. Kryza (1988), a obszar zlewni Kamiennej (w Karkonoszach i Górach Izerskich) udokumentował Marszałek (1996). Ogólny opis ródki Karkonoszy, Gór Sowich, Masywu nieznika, Gór Suchych i Kamiennych zawarto w pracach Tomaszewskiego (1983). Opis warunków hydrogeologicznych i ujęć drenażowych oraz wybranych ródki przedstawiono na mapach hydrogeologicznych Polski w skali 1:200 000, ark. Jelenia Góra, Wałbrzych i Kłodzko wraz z objaśnieniami (Michniewicz i in., 1982, 1983, 1984, 1989, 1990). Najnowsze informacje hydrogeologiczne zestawiono na arkuszach Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Wody podziemne górnej zlewni Kaczawy opisała Bocheńska i inni (1994). Pomiary ponad 600 ródki były podstawą określenia wodonośności w Górach Sowich w masywach Izy i nieznika (Staško, 1996). Wieloletnie pomiary ródki prowadzone w latach 1989–1997 w ramach Sieci Obserwacji Hydrogeologicznych przez Państwowy Instytut Geologiczny pozwoliły określić rezerwy ródki Sudetów Zachodnich (Wojtkowiak, 2000).

Drugi nurt dociekań dotyczył zasobów wodnych i metod ujmowania wód. Dostawczy nie okazało się, że studnie pionowe nie są najlepszym sposobem ujmowania wód podziemnych. Różycki (1976) na podstawie wyników wydajności z 52 otworów studziennych wykazał, że połowa tych studni charakteryzowała się wydajnością od 1 do $5 \text{ m}^3/\text{h}$. Wydajność powyżej $20 \text{ m}^3/\text{h}$ uzyskano w 29% analizowanej populacji. Z tym praktycznym zagadnieniem wiązały się systematyka i kryteria regionalizacji. Kolago (1970) zaliczył obszar krystaliniku sudeckiego do niskiej i średniej zasobności, lokalnie zmiennej. Ostrońskie i niskie oceny zasobności podali w swoich podziałach regionalnych Paczyński (1995) i Kleczkowski (1979). J. Kryza (1983), opisując kryteria regionalnego podziału Sudetów, wyróżnił w makroregionie masywu czeskiego zbiorniki wód podziemnych odpowiadające pojęciom systemów wodonośnych. Michniewicz i Mroczkowska

(1991) podali ogólne charakterystyki pitej wodonoego w utworach krystalicznych. W roku 1992 ukazała się praca Kowalskiego, w której autor przedstawił regionalne prawidłowości i kryteria geologiczno-strukturalne kręenia wód podziemnych oraz zasady podziału hydrogeologicznego Sudetów i ich przedpola.

Jednocześnie nie wiele uwagi poświęcano badaniom jako ci, zagrożenia i ochrony wód. W latach osiemdziesiątych wzrost zanieczyszczenia opadów atmosferycznych spowodował obniżenie jakości wód podziemnych (spadek pH, wzrost zawartości niektórych metali) głównie w Karkonoszach i Górach Izerskich (Mroczkowska, 1983; H. Kryza i in., 1994). Zmiany składu chemicznego w Sudetach Zachodnich przedstawiła Bocheńska i inni (1997) na podstawie badań 82 próbek pobranych w roku 1995. Wpływ czynników antropogenicznych na zasoby i jakość wód podziemnych w Masywie nieznika udokumentowali mapami hydrogeologicznymi i hydrochemicznymi Stańko i Tarka (1995a) oraz Ciżkowski i inni (1997). Zmiany stężeń wybranych pierwiastków w płytkich wodach z wysokością na przykładzie Szrenicy opisał J. Kryza i inni (1997). Badania wskazywały na istotne zmiany wartości pH wód, od wartości 3,1 w partiach szczytowych do 6,4 w dolinie Kamiennej. Ostatnie badania prowadzone przez Oddział Dolnośląski PIG i Uniwersytet Wrocławski dla 142 ujęć wykazały znaczny popraw jakości wód (pH 5,49–9,68; rednio 6,86).

Hydrogeologiczną rolę zwietrzelin granitu zaakcentowali H. Kryza i J. Kryza (1983) oraz Bieroński i Wiercińska (1993). Wyniki badań szczelinowatości na podstawie bezpośrednich pomiarów terenowych oraz obliczenia współczynnika filtracji szczelinowej dla wschodniej osłony granitu Karkonoszy i zachodniej części niecki ródsudeckiej przedstawił Michniewicz (1983).

Istotny wkład w poznanie warunków występowania wód zwykłych wniosły prace o wodach mineralnych Sudetów. Ciżkowski (1990) określił tło hydrochemiczne zwykłych wód podziemnych oraz przedstawił wyniki badań izotopowych. Badania genezy i wieku wód mineralnych pozwoliły ustalić między innymi główne występowania wód słodkich oraz podstawowe parametry skał wodonośnych (np. Ciżkowski i in., 1992; Zuber i in., 1995). Badania wód mineralnych wykazały wysoki (40–90%) udział wód zwykłych w wodach mineralnych (J. Kozłowski, 1999). W ostatnich latach badania pojemności wodnej skał krystalicznych, zasilania i przebiegu drenażu prowadzili Stańko (1993, 1996, 1998, 1999), Stańko i Tarka (1993) oraz Tarka (1993, 1997).

Niektórzy badacze traktują wody występujące w skałach krystalicznych jako tzw. wody tranzytowe i w związku z tym wnioskują o niezatwierdzanie ich zasobów. Zaznaczają należy, że do chwili jednoznacznego wyjaśnienia czasu ich przepływu podejście takie jest dużym uproszczeniem.

POKRYWY ZWIETRZELINOWE

Utwory pokrywowe determinują wielkość i tempo przepływu wody z powierzchni (atmosfery) do warstw wodonośnych. Mogą one tworzyć gołoborza, blokowiska, rumowiska lub częściowo utwory piaszczyste, piaski gliniaste czy gliny zwietrzelinowe. W zależności od litologii podłoża, intensywności procesów wietrzenia, stopnia dojrzałości i położenia pokrywy zwietrzelinowej różnie wykształcone. W Karkonoszach obserwuje się rozpad skał granitowych, dających w efekcie zwietrzelin ostrokrawędzistą w postaci „kaszy” kwarcowej z domieszką minerałów ilastych. W obszarach zbudowanych z gnejsów przeważają utwory gliniaste i piaszczyste, podczas gdy np. ciała gabrowe tworzą blokowiska i gołoborza. Pokrywy zwietrzelinowe wykazują duże zróżnicowanie miąższości, od kilku centymetrów do dwudziestu metrów. W większych formacji

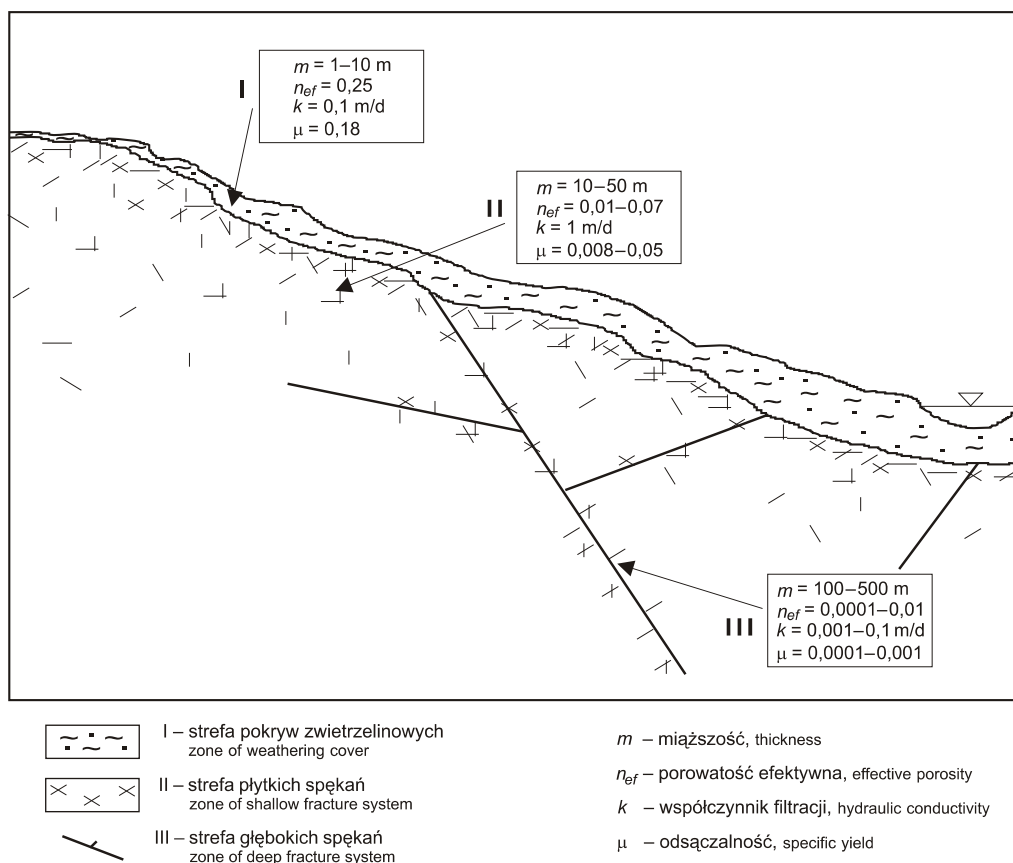


Fig. 1. Schemat hydrauliczny rodowiska wyst powania wód podziemnych w systemach szczelinowych Sudetów
 Hydraulic scheme of the groundwater occurrence in the fissured system of the Sudetes

odstłoni te nagie wychodnie skalne stanowi niewielki fragment, rzędu jednego procenta lub mniej.

Kowalski (1978) wydzielił trzy strefy występowania zwietrzelin. Strefa A — gliniasto-rumoszowa stanowi: gleba z domieszką frakcji piaszczystej, gliny piaszczyste i gliny pylasto-piaszczyste. Występuje poniżej strefy B — blokowo-rumoszowa to strefa gęsto spękanych, luźnych bloków skały macierzystej, wielkości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów, wypełnionych drobniejszym materiałem piaszczystym i gliniastym. Strefa C to skały lite, słabo spękane. W profilu tym należy wyróżnić strefy regionalnych dyslokacji głębszych, którym towarzyszą liczne drobne spękania. Poniżej znajduje się masywna skała macierzysta o rzadkich spękaniach. Jak podaje Tarka (1997) na podstawie obserwacji prowadzonych w zlewni Kamienicy w Masywie nieńska, strefa A w partiach szczytowych osiąga wysokość do 1,8–2,3 m. Zwietrzelinowe pokrywy stokowe w dolinie Kleńnicy opisuje S. Kozłowski (1989), wyróżniając ich dwudzielny charakter, gdzie górna warstwa ma grubość 0,5–1,0 m to gliny piaszczyste, a dolna, do 3 m grubości, to rumosz skał miejscowych. W Górach Sowich obserwowano głębokość strefy A nawet do 6–8 m.

Najnowsze wiercenia wykonane w górnych częściach zlewni Bobru i Nysy Łużyckiej dokumentują grubość serii pokrywowych i osadowych do 24,5 m (Zaleska i in., 1999). Zasięg strefy B szacuje się na około 6–8 m, a tam gdzie skały są podatne na spłakania, np. w skałach granitowych czy żyłach kwarcowych, dochodzi ona do 30 m (Karwacki, 1980). W rejonie Karkonoszy stwierdzano wierceniami utwory tej strefy do głębokości 42 m. Na podstawie zmian zawartości związków siarki przyjmuje się, że grubość strefy C osiąga 40–50 m. Wojtkowiak (2000) na podstawie analizy wyników ponad 60 próbnych pompowań wykazuje, że strefa zawodnionych szczelin i spłakania hipergenicznych występuje na głębokości od 6 do 34 m w granitach, od 4 do 63 m w skałach metamorficznych (gnejsy, łupki, granitognejsy) i od 9 do 61 m w Górach Kamiennych (latyty, trachity, trachybazalty).

Między całkowita strefa dostępna dla penetracji wód podziemnych waha się w skrajnych przypadkach od 8–10 m w strefach szczytowych do ponad 70 m w dolnej części zboczy i w dolinach. W obliczeniach można przyjąć średnią grubość warstwy aeracji i saturacji na 30–35 m, a warstwy zawodnionej na około 20–25 m. Jest to więc między innymi znaczna w zestawieniu z warstwami piasków o miąższości 5–10 m w utworach czwartorzędowych. Czy jest porównywalna? Aby odpowiedzieć na to pytanie, należy rozpatrzyć pojemność wodną opisanej strefy.

Pojemność ta zmienia się wraz ze zmianami charakteru poszczególnych stref i generalnie ulega zmniejszeniu z głębokości. Gliny zboczowe, gliny piaszczyste, piaski gliniaste czy piaski (strefa A) charakteryzują wysokie wartości porowatości, od 12 do ponad 30%. Niektórzy badacze przyjmują wodochłonność rzędu 50%, a odszczalność ponad 20%. Należy wystąpić cała strefa B to strefa małej porowatości, rzędu 0,1–3%, a w optymalnych przypadkach 5–7%.

Dużym źródłem nicowania litologiczne profilu wpływa na rozkład parametrów hydraulicznych pokryw zwietrzelinowych. W strefie nienasyconej (aeracji) prędkość filtracji jest funkcją wilgotności, co opisuje równanie Richardsa. Przyjmując za Pazdro i Kozerskim (1990) czy Kleczkowskim (red., 1999) wartość migracji zanieczyszczeń w strefie aeracji rzędu 0,02 m/d, otrzymujemy bardzo długi czas przejścia przez pokrywę zwietrzelinową (do 250 dni).

Schemat podstawowych właściwości hydraulicznych skał krystalicznych ilustruje figura 1. Wy różni się tu trzy strefy: I — pokryw zwietrzelinowych o zmiennej miąższości, dużej pojemności wodnej i małej wodoprzewodności, II — gęsto spakowanego masywu o dużej przewodności i małej pojemności oraz III — głębokich dróg kręcenia o najmniejszej pojemności i przewodności hydraulicznej; strefa ta obejmuje spłakania towarzyszące strefom uskokowym o znaczeniu regionalnym. Model ten nawiązuje do modelu opisanego dla skał w granitowych (Krajewski, Motyka, 1999).

OBJAWY ZAWODNIENIA I PRÓBA CHARAKTERYSTYKI HYDRAULICZNEJ MASYWÓW

Skały krystaliczne Sudetów uważa się za bezwodne lub bardzo słabo wodonośne. Podstawą takiego twierdzenia jest przyjęcie kryterium wydajności studni pionowej. Tymczasem o wodonośności decyduje nie tylko wydajność studni, lecz również wskaźnik wodoprzewodności, liczba ród, ich wydajność i zmienność, wielkość odpływu podziemnego rejestrowanego w rzekach podczas niskich stanów (np. Jetel i Kullman *vide* Kleczkowski, 1979). Podstawowe wskaźniki wodonośności zestawiono w tabeli 1.

O zawodnieniu formacji nie należy wnioskować tylko na podstawie jednego kryterium. Ujęcia drenarskie, ujęcia poziome (galerie, sztolnie czy odwierty kierunkowe) przeciępogłębom o braku wód podziemnych. W tak źródnicowanym środowisku owa nośność ujęć poziomych wiadczy

Tabela 1

Zestawienie wskaźników wodonośności skał krystalicznych Sudetów według różnych autorów

Comparison of water-bearing properties of hard rock in the Sudetes according to different authors

| Parametry | Wartości min.–max. | Autor (rok) | Rejon |
|--|---|--|--|
| Odptyw podziemny – moduł odptywu podziemnego M [l/s km ²] | > 7 | Jokiel (1994) | Sudety |
| | 2,8–17,4 | Paczyński (1995) | Sudety |
| | 1,3–11,9 r. 5,08 | H. Kryza, J. Kryza (1986) | Wartości dla Sudetów |
| | 0,6–20,3 | H. Kryza (1983) | Masyw nie nika |
| | 2,5–24,5 | Staško, Tarka (1994) | Masyw nie nika |
| | 6,48–14,17 | Marszałek (1996) | Karkonosze (cz. zach.) i Góry Izerskie (cz. wsch.) |
| | 1,1–6,15 | Bocheńska i inni (1994) | Góry i Pogórze Kaczawskie |
| | 1,4–7,2 | Staško (1996) | Góry Sowie |
| ródła – wskaźnik krenologiczny W_k [l/km ²] – wydajność Q [l/s] – wskaźnik zmienności R | W_k 2,92; Q 0,05–6,0 | H. Kryza (1983) | Masyw nie nika |
| | W_k 5,6–18,6; Q 0,1–11,0; R 2,3–31,9 | Staško, Tarka (1994), Staško (1996) | Masyw nie nika |
| | W_k 2,06–7,3; Q 0,05–18,7; R 3,7–32,7 | Marszałek (1996) | Karkonosze (cz. zach.) i Góry Izerskie (cz. wsch.) |
| | W_k 0,11–1,11; r 0,57; Q 0,1–2,0; R 1,04–11,0 | Bocheńska i inni (1994) | Góry i Pogórze Kaczawskie |
| | Q 0,09–6,49*; R 3–429** | Wojtkowiak (2000) | Sudety Zachodnie |
| | W_k 1,8; Q 0,01–2,7; R 3–90 | Staško (1996) | Góry Sowie |
| Studnie – wydajność Q [m ³ /h] – depresja S [m] | Q 0,75–67; Q_r 5,2; S 3,0–56,3 | Staško (1996) Staško, Tarka (1996) | Rejon Łódka–Kamienicy, Gór Sowich i Jeleniej Góry |
| | Q 0,2–3,6; S 2–24 | Zaleska i inni (1999) | Karkonosze, Jelenia Góra–Cieplice |
| | | | |
| Współczynnik filtracji k [m/d] | 0,11 | Michniewicz (1983) | E osłona Karkonoszy |
| | 0,6–49 | H. Kryza i J. Kryza (1983) | Karkonosze |
| | 0,6–20,3 | Marszałek (1996) | Karkonosze i G. Izerskie |
| | 0,6–10,2 | Tarka (1997)*** | Masyw nie nika |
| | 0,6–1,68 | Wojtkowiak (2000) | Sudety Zachodnie |
| Wodoprzewodność T [m ² /d] | 4,5–120 | Staško (1996) | Góry Sowie, nie nika |
| Badania izotopowe wieku wód – stężenie trytu TU – wiek wód [lata] | TU 18–24 | Staško (1996) | nie nika |
| | TU 14,7–21,1 | Marszałek (1996) | Karkonosze |
| | 230–1000 lat | Zuber, Ciżkowski (1999) | G. Bystrzyckie — wody mineralne |

* wartości średnie i średnie niskie,
average and low average values

** wskaźnik zmienności z uwzględnieniem maksymalnych stanów podczas powodzi 1997 r.,
variability coefficient considering maximum water stage during flood in 1997

*** wartość dla utworów pokrywowych
value for weathering zone

wydajno np. sztolni pod nie nikiem, gdzie najni sza wydajno z lat 1991–2001 wynosiła 65 m³/h (Sta ko, 1999). Efektywne ujmowanie wód podziemnych wymaga precyzyjnej lokalizacji otworu za pomoc metod analizy tektonicznej wspartej badaniami geofizycznymi. Przypadkowo lokalizowane studnie s mało wydajne przy du ych depresjach. Uj cia studzienne w Sudetach s rzadkie i mało wydajne. Dobrze zaprojektowane studnie w strefach dro nych sp ka zestawili mi dzy innymi Sta ko i Tarka (1995b), Sta ko (1996) oraz Wojtkowiak (2000). Wyniki nowych wierce wykonanych w Karkonoszach wskazuj , e pozytywne wyniki uzyskano w rejonie Jelenia Góra–Cieplice w 6 na 9 wierce (Zaleska i in., 1999). Uj cia studzienne o gł boko ci do 30 m charakteryzowała wydajno 1,55 m³/h przy depresji 7,5 m. Natomiast ze studni zlokalizowanych w wy szych partiach Karkonoszy uzyskano redni wydajno tylko 0,96 m³/h przy depresji -12,9 m. Warto ci te obliczono z wyników pompowa siedmiu studni o gł boko ci 30–100 m.

Wi cej danych dostarczaj pomiary ródeł czy uj drenowych. Te ostatnie od dawna były podstaw zaopatrzenia w wod regionu sudeckiego. Liczba ródeł przypadaj cych na kilometr powierzchni jest zmienna dla rejonów o ró nej litologii i zaangażowaniu tektonicznym. Generalnie waha si ona od 5 do 19 w formacjach gnejsowych (Sta ko, 1996), od 1,5 do 7,2 w Karkonoszach (Marszałek, 1996) do 0,5 w Górach Kaczawskich (Boche ska i in., 1994). Wska nik zmienno ci ródeł obserwowanych stacjonarnie wynosi od 3 do 30 (za wyj tkiem ródeł obserwowanych w roku 1997), jedynie w Sudetach Zachodnich osi ga warto 86 (Wojtkowiak, 2000). Mo na wi c przyj , e wska nik krenologiczny wynosi rednio 5 ródeł na km². Je eli przyjmiemy równie redni wydajno ródeła jako 0,2 l/s, otrzymamy warto odpływu ródlanego rz du 1,0 l/skm².

Liczba ta pomno ona przez obszar wyst powania skał krystalicznych (5000 km²) da w efekcie ponad 5000 l/s, czyli 426 tys. m³/d zasobów dynamicznych. Dodaj c do tej warto ci pozostałe składowe odpływu podziemnego (do koryt rzecznych) i zakładaj c wzgl dnie nisk warto modułu odpływu podziemnego, 3,4 l/skm² (Sta ko 1997), otrzymujemy zasoby odnawialne rz du 900 tys. m³/d. Rejestrowane warto ci odpływu podziemnego na terenie polskiej i czeskiej cz ci Sudetów s znacznie wy sze i wynosz 1–20 l/skm² (tab. 1). Potwierdzaj to badania prowadzone na terenie Czech (np. Krasny i in., 1982; Krasny, 1993). Poniewa z samej definicji ródeła czy odpływu podziemnego mówimy o wodach podziemnych, nie mo na traktowa ich jako specjalne i uwa a za „tranzytowe” czy zmienne.

Równie pomiary potoków i rzek górskich oraz analiza ich hydrogramów w okresach ni ówkowych wykazuj wysokie warto ci odpływu podziemnego oraz dostarczaj danych o przewodno ci hydraulicznej.

O zasobno ci skał wodono nych wiadcz wahania zwierciadła wód podziemnych. Wysokie warto ci amplitud wskazuj na nisk zasobno warstwy wodono nej. W odniesieniu do omawianych formacji w skałach krystalicznych przypadki takie rejestruje studnia w Bielawie (Góry Sowie), gdzie stwierdzona na podstawie bada stacjonarnych amplituda wynosi 45,7 m. Niemniej jednak ju studnia w tych samych gnejsach w Piławie Górnej wykazuje amplitud tylko 6,02 m (dane z bazy Stacjonarnych Obserwacji Hydrogeologicznych SOH). W obserwowanej studni w Masywie nie nika stwierdzono maksymaln amplitud 2,25 m w okresie katastrofalnych opadów i powodzi w roku 1997. Jest to niska warto amplitudy ze wzgl du na fakt, e charakteryzuje ona maksymalny stan napełnienia zbiornika spowodowany ekstremalnymi opadami w lipcu, w wysoko ci 702 mm!

DYSKUSJA WYNIKÓW

Zagadnienia tempa przepływu podziemnego, odnawialności i wartości współczynnika filtracji omawiają m.in. H. Kryza i J. Kryza (1983), Michniewicz (1983), Tarka (1997), Staško (1996), a ostatnio Wojtkowiak (2000). Podawane wyniki są często bardzo rozbieżne. Parametry tempa przepływu w środowisku szczelinowym są przeszacowane wskutek przyjmowania za wysokich wartości prędkości przepływu podziemnego. Przeważają dotychczas poglądy, które zakładają szybki wymianę wód podziemnych w zlewni, rzędu tygodni, miesięcy. Odpowiada to wysokiej wartości współczynnika filtracji, około 20–30 m/d, a w skrajnych przypadkach podawane są wartości do 49 m/d. Model taki przyjmuje prosty, tłokowy przepływ wód od obszarów zasilania do drenażu i nie uwzględnia złożoności systemu, co jest daleko idącym uproszczeniem. Pomija się lub bagatelizuje rolę pokryw zwietrzelinowych w gromadzeniu i wolnym oddawaniu wody. W rzeczywistości mamy wolne pionowe przesączanie trwające kilka tygodni lub miesięcy na drodze kilku metrów. Zgodnie z równaniem Richardsa współczynnik filtracji dla tych utworów wynosi około 10^{-7} m/s przy niskiej wilgotności (Tarka, 1997). Przy normalnej intensywności opadów, rzędu 10 mm/h, tempo przemieszczania się frontu wilgotności wynosi 3 centymetry na godzinę, czyli około 0,72 m/d. W okresach suszy i zmiennej wilgotności jest ono znacznie niższe. Redni czas migracji wód wypływających ze źródła, 97–431 dni, podaje Wojtkowiak (2000).

Rozważamy proces przemieszczania się wód podziemnych w zestawieniu z obserwacjami prowadzonymi na stacjach obserwacyjnych pod ziemią i w Górach Bystrzyckich. Prowadzone przez autora i zespół pomiary zasilania, infiltracji i drenażu mają dokładny zapis przebiegu zjawisk za pomocą elektronicznych mierników (Staško, 1999). Zasilanie, a więc przepływ pionowy w pokrywach zwietrzelinowych, zachodzi wolno. Odptyw podziemny (pomijając tak zwany odptyw ropokrywowy) zachodzi w sieci drożnych szczelin przebiega niewątpliwie szybciej. Nie może on jednak odbywać się z prędkością rzędu 10–20 m/d, często podawaną w literaturze. Przeczącemu obserwacje okresów regresji źródła czy spadku wydajności, np. sztolni pod ziemią (Staško 1996, 1999). Obserwowane zlewnie mają długość 500–1000 m, więc przy zakładanej prędkości przemieszczania się wód powinny być całkowicie osuszone po 20–50 dniach. Faktów takich nie stwierdzono, a wprost przeciwnie, nawet pod 109 dniami w sztolni czy po 68 dniach w źródle Teresy (Góry Bystrzyckie) mierzono stały wypływ. Brak zasilania w postaci opadów o natężeniu powyżej 10–15 mm/d oraz brak zasilania w liżymetrze obserwowano przez okres kilku miesięcy, np. w 1997 czy w 2000 roku. Idąc dalej, przyjęcie zbyt wysokich wartości współczynnika filtracji lub braku zasilania zimowego w górskich partiach zlewni powinno doprowadzić do całkowitego zaniku wypływów. A przecież tak nie jest. Przeciwnie, w okresach zimowych obserwowano rednie i wysokie stany wypływów.

Nie można zakładać, że odptyw ze źródła odbywa się z najwyższego punktu zlewni, gdy na dopływ składa się cały obszar drenowany, a więc droga przepływu wynosi wartość redni, czyli połowę podanych wymiarów, w tym przypadku 250–500 m. To z kolei prowadzi do wniosku, że rzeczywista prędkość przemieszczania się wód nie przekracza 1 m/d w systemie krótkich szczelin wietrzeliowych strefy B. Bardzo wolne zmniejszanie się wydajności źródła czy sztolni w okresie suchym można wyjaśnić dostawą wody z pokryw zwietrzelinowych. Proces ten musi zachodzić wolno, skoro niewielkie zasoby systemów szczelinowych, rzędu 1–3%, uzupełnianie się z zasobnych pokryw o pojemności rzędu 10–30%. Jeżeli przyjmujemy stałą wartość (lub pomijalnie małą zmienność w okresie globalnej regresji) odptywu podziemnego, to wynika stąd wniosek, iż tempo zasilania z pokryw jest 10-krotnie niższe w relacji do systemu szczelinowego. Prowadzi to do stwierdzenia, iż pionowe przesączanie w strefie A zachodzi z prędkością około 0,1 m/d. Wynik ten dobrze koresponduje z wartościami podanymi przez Michniewicza (1983) czy Kleczkowskiego (red., 1999). Wartości współczynnika filtracji obliczone z analizy próbnych pompowań przez

Wojtkowiaka (2000) wynoszą dla skał: granitoidowych 1,38 m/d, metamorficznych 0,67 m/d i wulkanicznych 1,68 m/d. Dane te potwierdzają przyjęty schemat obiegu wody.

Powstaje jednak pytanie, dlaczego po opadach lub topnieniu pokrywy niegowej obserwujemy szybki wzrost wydajności wypływów. Zjawisko wzrostu wydajności wód może być wyjaśnione efektem poduszkowym, a więc przekazania ciśnienia, lecz niekoniecznie prostym dostawem masy. Efekt ten polega na wypchnięciu wód z pokryw zwietrzelinowych pochodzących z poprzedniego opadu lub topnienia przez następną dostawę wody. Model taki spełnia warunki określone przez Freeze'go i Witherspoona (1967) dla układu o dużym zróżnicowaniu przepuszczalności w układzie warstwowym i dobrze ilustruje prezentowany schemat. Za tym schematem przemawiają również dane cytowane w literaturze. Jak wykazują badania z zastosowaniem freonów (CFC-11, CFC-12, CFC-113) oraz badania izotopowe, tempo pionowego przepływu w piaskach pylastych do głębokości 10 m wynosi nawet 30 lat (Cook i in., 1995). Również badania wskaźnikowe prowadzone w Niemczech w warunkach podobnych do warunków panujących w Masywie nieznika wskazują na duże zróżnicowanie wieku wód (Hoeg i in., 2000). Autorzy wykazali, że wiek wód płytkiego kręcenia (strefa II — spłukanego masywu) wynosi 2–3 lat, podczas gdy w głębszym systemie (strefa III w proponowanym schemacie) czas ten wynosi 6–9 lat. Badania te potwierdzono kompleksowymi równaniami reakcji chemicznych z udziałem krzemionki oraz pomiarami stężeń trytu. Aeschbach-Hertig i inni (1998) wykazali poprzez pomiary stężeń trytu helogenowego, że wiek wód w skałach granitowych w stanie Nowy Jork wynosi od 6,1 do 23,3 lat.

W badaniach prowadzonych w Masywie nieznika uciążliwość wieku wód jest możliwe przy zastosowaniu interpretacji wyników trzeciej serii badań izotopowych trytu. Uzyskane wyniki określają czas przebywania znacznika na 7–15 lat (Zuber, inf. ustna). To z kolei pozwala obliczyć czas przepływu wód na 2,3–5 lat. Planuje się również analizę stężeń freonów i SF₆. Pomocne będą również badania modelowe oparte na rzeczywistych wartościach pomierzonych w zlewni eksperymentalnej. Powinno zwrócić uwagę na współczynniki regresji i współczynniki filtracji, co proponowali np. Kowalski i Szafranek (1987) opisując ródła Zadnej w Krzeszowie i Chełmsku Śląskim, nie wydaje się uzasadnione ze względu na zbyt wysokie wartości współczynnika filtracji.

Skład chemiczny wód podziemnych może również przemawiać na korzyść przedstawionych poglądów. Wody formacji krystalicznych to wody słodkie o niskiej mineralizacji. Mineralizacja zmienia się od 60–90 mg/dm³ w szczytowych partiach gór do ponad 250 mg/dm³ na stokach i dochodzi do wartości 500–600 mg/dm³ w dolinach. Np. w Karkonoszach w partiach stokowych średnia wartość suchej pozostałości wynosiła 165 mg/dm³, a w rejonie Szklarskiej Poręby wzrosła do 352 mg/dm³. Przy czym, co ciekawe, odczyn pH wód jest prawie stały i wynosi 6,4–6,5. Cechą charakterystyczną wód jest podwyższona zawartość związków fluoru, co również wskazuje na ich kręcenie w szczelinowym środowisku skał krystalicznych (Fistek, 1970; Marszałek, 1996).

Mineralizacja zależy zarówno od składu mineralnego środowiska, w jakim kręci woda, jak i od czasu reakcji z tym środowiskiem. Można więc przyjąć z pewną dokładnością, że mineralizacja jest wskaźnikiem czasu przebywania w środowisku skalnym. Za tym, że czas ten nie jest tak krótki, świadczą zawartości krzemionki, obecnie wykorzystywane również do identyfikacji dróg przepływu, np. spływu powierzchniowego i podziemnego zarówno płytkiego, jak i głębokiego kręcenia. Hoeg i inni (2000), badając zlewnię górską na wysokości 600–1400 m n.p.m., wykazali, że stężenie krzemionki równe 3–4 mg/l Si jest typowe dla wody powierzchniowej, a dla wód podziemnych charakterystyczna jest zawartość 5–7 mg/l Si. Najnowsze badania wód po-

choźcych z ujęć ze skał krystalicznych w Karkonoszach, w Górach Sowich i Masywie nieńska wykazały zawartość SiO_2 w przedziale od 31 do 37 mg/dm^3 .

Również wyniki badań izotopowych (np. Zuber, Ciłkowski, 1999; Rólański, Zuber, 2000) wykazują wydłużenie okresu przebywania wód w środowisku podziemnym.

PODSUMOWANIE

W artykule zaproponowano nowe podejście do zagadnienia występowania i przepływu wód podziemnych w systemach szczelinowych. Schemat przepływu wód podziemnych powinien uwzględnić trójdzielny profil hydrauliczny o zróżnicowanej pojemności i przewodności (fig. 1). Najnowsze wyniki badań w Sudetach, szczególnie w Masywie nieńskim, wskazują, że tempo przepływu wód podziemnych jest niskie i zróżnicowane. Przepływ przez czynniki pionowe, typowa dla pokryw zwietrzelinowych, wynosi 0,1 m/d. W systemach szczelinowych wody podziemne przemieszczają się z prędkością około 1 m/d. Przemawiająca o tym obserwacja drenażowa, a także udokumentowane doniesienia literaturowe omawiające badania izotopowe i wskaźnikowe. Według zaproponowanego schematu czas przebywania wód podziemnych w środowisku szczelinowym wynosi od roku do kilku lat. Ma to istotne znaczenie dla określenia i dokumentowania zasobów wód podziemnych. Wnioskowanie o wodonośności na podstawie jednego parametru nie oddaje w pełni warunków wodnych. Za wysokim zawodnieniem tych obszarów przemawiają wartości odpływu podziemnego i znaczna liczba ród. Moduł odpływu podziemnego systemów szczelinowych zawiera się w przedziale od 0,6 do 20 l/skm^2 , średnio ponad 5 l/skm^2 . Wskaźnik krenologiczny wynosi od 0,1 do 5. Mało zmienne i zmienne ródła wykazują dominujące wydajności rzędu 0,1–1,0 l/s . Nieliczne ujęcia pionowe charakteryzują się niskimi wydajnościami 0,7–4,7 m^3/h , podczas gdy poziome ujęcia mogą dostarczać znacznie więcej wody, np. w uprzywilejowanych obszarach strefy uskokowej Kletno–Stare Mesto nawet do 100 m^3/h . Strefy spękanego masywu charakteryzują się wodoprzewodnością 1–100 m^2/d , a wydajność jednostkowa studni wynosi od 0,01 do 1,0 l/sm . Zasoby dynamiczne wód podziemnych zgromadzone w skałach krystalicznych szacuje się na 900 tys. m^3/d . Prowadzone badania izotopowe i wskaźnikowe jak również modelowanie numeryczne pozwoliły na uszczegółowienie zaprezentowanych poglądów.

LITERATURA

- AESCHBACH-HERTIG W., SCHLOSSER P., STUTE M., SIMPSON H.J., LUDIN A., CLARK J.F., 1998 — A $^3\text{H}/^3\text{He}$ study of ground water flow in a fractured bedrock aquifer. *Ground Water*, **36**: 661–671.
- BAZA danych z sieci obserwacji stacjonarnych (SOH). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BIEROSKI J., WIERSKA K., 1993 — Zmiany niektórych elementów składu chemicznego wód na terenie zlewni eksperymentalnej Wilczego Potoku. *Mat. Sesji Nauk. Geoekologiczne problemy Karkonoszy*: 76–84. Wyd. UWroc., Wrocław.
- BOCHESKA T., GURWIN J., MARSZAŁEK H., WSIK M., 1997 — Remarks about water-bearing and groundwater chemistry of hard rocks in the Western Sudetes. *Acta Univ. Wratisl. Hydrogeol.*, **2052**: 63–79.
- BOCHESKA T., GURWIN J., WSIK M., 1994 — Hydrogeologia zlewni Górnej Kaczawy. *Acta Univ. Wratisl.* **1684**, *Pr. Geol.-Miner.* 47: 65ss.

- CI KOWSKI W., 1990 — Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.* **60**, Monogr. 19: 133ss.
- CI KOWSKI W., GRÖNING M., LE NIAK P.M., WEISE S.M., ZUBER A., 1992 — Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data. *J. Hydrol.*, **140**, 1–4: 89–117.
- CI KOWSKI W., KRYZA H., KRYZA J., PULINA M., REHAK J., TARKA R., STA KO S., 1997 — Wody podziemne i wpływ czynników antropogenicznych na ich zasoby i jakość. W: A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.), *Masyw nieznika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*: 149–167. PAE SA, Warszawa.
- COOK P.G., SOLOMON D.K., PLUMMER L.N., BUSENBERG E., SCHIFT S.L., 1995 — Chlorofluorocarbons as tracer of groundwater transport processes in a shallow, silty sand aquifer. *Water Resour. Res.*, **31**: 425–434.
- FISTEK J., 1970 — Dokumentacja hydrogeologiczna ród wód radoczynnych — Kowary. Arch. UWroc., Wrocław.
- FISTEK J., GIERWIELANIEC J., 1983 — Problematyka hydrogeologiczna zapadliska Kudowy. Mat. Symp. Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej: 240–261. Wyd. UWroc., Wrocław.
- FREEZE A.R., WITHERSPOON R., 1967 — Theoretical analysis of regional groundwater flow. *Water Resour. Res.* **3**: 623–634.
- HOEG S., UHLENBROOK S., LEIBUNDGUT CH., 2000 — Hydrograph separation in a mountainous catchment combining hydrochemical and isotopic tracers. *Hydrol. Proc.*, **14**: 1199–1216.
- JOKIEL P., 1994 — Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, **66/67**: 236ss.
- KARWACKI A., 1980 — Zmiany własności fizykomechanicznych w profilach wietrzeniowych granitoidów masywu Strzegom–Sobótka. *Zesz. Nauk. AGH Geologia* **6**, 3: 27–51.
- KLECZKOWSKI A.S., 1979 — Hydrogeologia ziem wokół Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1999 — Próbki migracji zanieczyszczeń przez strefy aeracji na podstawie badań polowych i laboratoryjnych. Wyd. AGH, Kraków.
- KOLAGO C., 1970 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- KOWALSKI S., 1978 — Kilka obserwacji hydrogeologicznych na obszarze Masywu nieznika. *Acta Univ. Wratisl.* **313**, *Pr. Geol.-Miner.*, 5: 343–348.
- KOWALSKI S., 1987 — Drenaż wody w warunkach laboratoryjnych na przykładzie wybranych utworów kenozoicznych Sudetów i ich przedpola. *Geol. Sudet.*, **22**, 1–2: 1–67.
- KOWALSKI S., 1992 — Czynniki naturalne warunkujące występowanie wód podziemnych w regionie sudeckim. *Acta Univ. Wratisl.* **1324**, *Pr. Geol.-Miner.*, 25: 73ss.
- KOWALSKI S., SZAFRANEK M., 1987 — Warunki hydrogeologiczne niecki krzeszowskiej wraz z górkami obramowanymi. *Przew. 58. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 240–243. AGH, Inst. Geol., UWroc., Kraków.
- KOZŁOWSKI J., 1999 — Mieszanie się wód — podstawowy proces kształtowania się ostatecznego składu chemicznego wód leczniczych Polski. Praca doktorska. Arch. PWroc., Wrocław.
- KOZŁOWSKI S., 1989 — Budowa geologiczna otoczenia jaskini. W: A. Jahn, S. Kozłowski, T. Wiszniowska (red.), *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*: 80–119. Ossolineum, Wrocław.
- KRAJEWSKI S., MOTYKA J., 1999 — Model sieci hydraulicznej w skałach węgłanowych Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol., Hydrogeol.*, **388**: 115–138.
- KRÁSNÝ J., 1993 — Prevailing transmissivity of rocks in the Czech part of the Krkonoše and Jizerské Hory Mountains. W: *Współczesne problemy hydrogeologii t. 6*: 79–86. Wyd. UWroc., Wrocław.
- KRÁSNÝ J., KNEŽEK M., SUBOROVA A., DANKOVA H., MATUSKA M., HANZEL V., 1982 — Odtok podziemny wód na uzemi Czechosłowacka. *Cesky Hydrometeorologický Ústav*. Praha.
- KRYZA H., 1983 — Wody podziemne północnej części Masywu nieznika. W: *Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*: 59–77. Wyd. UWroc., Wrocław.
- KRYZA H., KOZŁOWSKI J., 1998 — Odpływ podziemny w zlewni Kletnicy w masywie nieznika. *Acta Univ. Wratisl.* **2051**, *Pr. Geol.-Miner.* 67: 85–99.
- KRYZA H., KRYZA J., 1983 — Hydrogeologiczna rola zwietrzelin granitu na przykładzie zlewni Górnej Kamiennej (Karkonosze). W: *Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*: 78–89. Wyd. UWroc., Wrocław.
- KRYZA H., KRYZA J., 1986 — Odpływ podziemny i zasoby odnawialne Sudetów i ich przedpola jako kryterium regionalizacji hydrogeologicznej. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.*, **49**, ser. *Konferencje*, 21: 109–119.

- KRYZA H., KRYZA J., 1988 — Hydrogeologiczne warunki występowania naturalnych wypływów wód podziemnych w masywie granitowym rejonu Jakuszyc na przykładzie zlewni Kamiennej. *Acta Univ. Wratisl.* **964**, Pr. Geol.-Miner. 2: 99–125.
- KRYZA H., KRYZA J., MARSZAŁEK H., 1994— Zanieczyszczenie wód Karkonoszy. Mat. II Konf. Karkonoskie badania ekologiczne: 97–125. Oficyna Wyd. Inst. Ekol. PAN, Warszawa.
- KRYZA J., KRYZA H., MARSZAŁEK H., 1997 — Anthropogenic changes of groundwater chemistry on the slope of the Sżrenica Mt. *Acta Univ. Wratisl., Hydrogeol.*, **2052**: 240–246.
- LEPPLA A., 1900 — Geologisch-hydrographische Beschreibung. Konigl. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- MARSZAŁEK H., 1996 — Hydrogeologia górnej części zlewni Kamiennej w Sudetach Zachodnich. *Acta Univ. Wratisl.* **1881**, Pr. Geol.-Miner., 54: 100ss.
- MICHNIEWICZ M., 1983 — Parametry szczelinowatości jako jeden z elementów charakterystyki warunków hydrogeologicznych w sudeckich wodonoścach szczelinowych. W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej: 90–98. Wyd. UWroc., Wrocław.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., 1991 — Region sudecki. W: Budowa geologiczna Polski. T. 7. Hydrogeologia. Wyd. Geol., Warszawa.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., WOJTKOWIAK A., 1982 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000 ark. Jelenia Góra. Inst. Geol., Warszawa.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., WOJTKOWIAK A., 1983 — Objawy nienormalności do mapy hydrogeologicznej Polski 1:200 000, ark. Jelenia Góra. Inst. Geol., Warszawa.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., WOJTKOWIAK A., 1984 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000 ark. Wałbrzych. Inst. Geol., Warszawa.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., WOJTKOWIAK A., 1984 — Objawy nienormalności do mapy hydrogeologicznej Polski 1:200 000 ark. Wałbrzych. Inst. Geol., Warszawa.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., WOJTKOWIAK A., 1989 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000 ark. Kłodzko. Inst. Geol., Warszawa.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., WOJTKOWIAK A., 1990 — Objawy nienormalności do mapy hydrogeologicznej Polski 1:200 000 ark. Kłodzko. Inst. Geol., Warszawa.
- MROCZKOWSKA B., 1983 — Chemizm wód podziemnych masywu nieznika. W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej: 271–284. Wyd. UWroc., Wrocław.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 — Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000, cz. II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. PAE SA, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990 — Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa.
- RÓŻYCKI M., 1955 — Warunki hydrogeologiczne w skałach. *Prz. Geol.*, **3**, 9: 405–415.
- RÓŻYCKI M., 1976 — O wodach szczelinowych w krystaliku sudeckim. *Biul. Geol. UW*, **7**, 21: 193–201.
- RÓŻYCKI M., ZUBER A., 2000 — Wody infiltracji glacialnej w Europie — mit czy rzeczywistość. *Prz. Geol.*, **48**, 9: 796–803.
- STAŃKO S., 1993 — Pojemność wodna skał krystalicznych w wybranych jednostkach górskich obszarów Sudetów. W: Współczesne problemy hydrogeologii t. 6: 117–121. Oficyna Wyd. Sudety, Wrocław.
- STAŃKO S., 1996 — Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie badań wybranych obszarów Sudetów polskich. *Acta Univ. Wratisl.* **1870**, Pr. Geol.-Miner. 53: 85ss.
- STAŃKO S., 1997 — Zawodnienie skał krystalicznych Sudetów — zasoby, stopień ich rozpoznania i możliwości wykorzystania. W: Współczesne problemy hydrogeologii t. 8: 103–105. Wyd. WIND, Wrocław.
- STAŃKO S., 1998 — Ground water resources evaluation — case study based on long term observation. Munchen Geologische Hefte. Reihe B: Angewandte Geologie: 49–53.
- STAŃKO S., 1999 — Wyniki hydrogeologicznych badań skał krystalicznych w Sudetach. W: Współczesne problemy hydrogeologii t. 9. Hydrogeologia na przełomie wieków: 337–342. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- STAŃKO S., TARKA R., 1993 — Wstępne wyniki badań zasilenia wód podziemnych w obszarach górskich Sudetów. W: Współczesne problemy hydrogeologii t. 6: 123–127. Oficyna Wyd. Sudety, Wrocław.
- STAŃKO S., TARKA R., 1994 — Obliczanie zasobów wód podziemnych w obszarach górskich na przykładzie badań wybranych zlewni Sudetów. *Zesz. Nauk. AR Wroc.* **248**, Konf. 5: 279–286.

- STA KOS., TARKA R., 1995a — Some example of groundwater acidification in the Polish Sudetes. Informationsberichte des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft. Heft 3/95: 329–332. Munchen.
- STA KOS., TARKA R., 1995b — Przewodność hydrauliczna skał krystalicznych bloku przedsudeckiego. *Prz. Geol.*, **43**, 9: 767–771.
- STA KOS., TARKA R., 1996 — Hydraulic parameters of hard rocks based on long-term field experiment in the Polish Sudetes. *Acta Univ. Carolinae Geologica*, **40**: 167–178.
- TARKA R., 1993 — Formy zasilania a odpływ podziemny na przykładzie zlewni górskiej w Masywie nie nika. *Acta Univ. Wratisl.* **1517**, *Pr. Geol.-Miner.* 36: 129–144.
- TARKA R., 1997 — Zasilanie wód podziemnych w górskich masywach krystalicznych Masywu nie nika. *Acta Univ. Wratisl.* **1964**, *Pr. Geol.-Miner.*, 56: 66ss.
- TOMASZEWSKI J.T., 1983 — Cechy wód podziemnych i warunków krenologicznych górskich obszarów krystalicznych Sudetów. W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej: 99–109. Wyd. UWroc., Wrocław.
- WOJTKOWIAK A., 2000 — Reimródła obszarów krystalicznych Sudetów Zachodnich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **390**: 167–206.
- ZALESKA M., LIWKA R., KUDEŁACIK J., HAŁADAJ J., 1999 — Dokumentacja hydrogeologiczna regionu sudeckiego — zlewnie górnych biegów Nysy Łużyckiej i Bobru wraz z oceną zasobów poziomów ujętkowych. Arch. Arcadis Ekokonrem. Wrocław.
- ZUBER A., CIKOWSKI W., 1999 — Parametry systemów wód podziemnych w Górach Bystrzyckich. W: Współczesne problemy hydrogeologii t. 9. Hydrogeologia na przełomie wieków: 373–378. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ZUBER A., WEISE S.M., OSENBRUCK K., GRABCZAK J., CIKOWSKI W., 1995 — Age and recharge area of thermal waters in Ldek Spa (Sudeten, Poland) deduced from environmental isotope and noble gas data. *J. Hydrol.*, **167**, 1–4: 327–349.