

## ODPŁYW PODZIEMNY W MAŁYCH ZLEWNIACH GÓRSKICH SUDETÓW

*Sebastian Buczyński*

### Groundwater runoff in small catchments of the Sudety Mountains

*Abstract:* The aim of the paper was to identify groundwater runoff in small mountain catchments draining crystalline rocks and compact sedimentary rocks. The research consisted of field measurements taken in the hydrogeological year 2013 in four test catchments (Machowski Stream, Inflow at the foot of Mount Grodziec, Podgórna, Mostowy Stream) with areas up to 4.5 km<sup>2</sup>. The measurements were the basis for the calculation of total, underground and spring runoff, the ratio of spring runoff in groundwater runoff, groundwater recharge coefficient and spring recharge coefficient. The results indicate that crystalline rocks have a lower storage capacity but a higher conductivity than compact sedimentary rocks. The subsurface runoff coefficient was from 11 to 20% of precipitation and 57% of groundwater runoff is directed towards river beds (linear drainage). At the same time, small mountain catchments are the recharge area. The calculated values show that ca. 20% of groundwater is present in deeper circulation (in the regional circulation process) and recharge the lower located river systems. Groundwater renewable resources for the whole area (14.9 km<sup>2</sup>) were 5974 m<sup>3</sup>·d<sup>-1</sup>.

*Keywords:* groundwater runoff, groundwater renewable resources, mountain catchments, southwestern Poland

*Zarys treści:* Celem artykułu było rozpoznanie odpływu podziemnego w małych zlewniach górskich drenujących skały krystaliczne i zwarte skały osadowe. Na podstawie terenowych pomiarów hydrologicznych i krenologicznych przeprowadzonych w roku hydrologicznym 2013 w czterech zlewniach (Machowski Potok, Dopływ spod góry Grodziec, Podgórna oraz

Mostowy Potok) o powierzchniach do 4,5 km<sup>2</sup> policzono odpływ całkowity, podziemny i źródłany. Oszacowano również stosunek udziału odpływu źródłami w odpływie podziemnym oraz współczynnik zasilania podziemnego i współczynnik zasilania źródłami. Wyniki wskazują, że skały krystaliczne mają mniejszą pojemność, ale wyższą przewodność niż zwięzłe skały osadowe. Współczynnik odpływu podziemnego wyniósł od 11 do 20% wysokości opadów a 57% odpływu podziemnego ma formę dopływu dokorytowego i zachodzi wzdłuż doliny rzecznej. Jednocześnie małe zlewnie górskie stanowią strefę zasilania, a ok. 20% infiltrującej wody bierze udział w procesie dalekiego krążenia i zasila koryta niżej położonych systemów rzecznych. Otrzymane wyniki przełożyły się na zasoby dynamiczne w wysokości 5 974 m<sup>3</sup>·d<sup>-1</sup> dla łącznej powierzchni 14,9 km<sup>2</sup>.

*Słowa kluczowe:* odpływ podziemny, zasoby dynamiczne, zlewnie górskie, płd.–zach. Polska

## Wprowadzenie

Odpływem nazywamy proces ruchu wód podziemnych w strefie nasyconej w kierunku miejsc drenażu (Freeze, Cherry 1979). Z hydrologicznego punktu widzenia jako odpływ przyjmuje się najczęściej objętość wód pochodzących z drenażu strefy aktywnej wymiany, która w danym czasie wydostaje się ze zlewni przez jej przekrój kontrolny. Odpływ jest wielkością, którą ustala się stosunkowo najdokładniej, a metoda genetycznego podziału hydrogramu lub metody oparte na minimalnych przepływach rzecznych (metoda Wundta, metoda Killego) pozwalają z odpływu całkowitego wydzielić jego składowe, w tym m.in. odpływ podziemny. Tak rozumiany odpływ podziemny zależy od przewodności struktur wodonośnych i może być traktowany jako miara zasobności. W pewnym uproszczeniu przyjmuje się, że odpływ podziemny może być miarą infiltracji efektywnej i zasobów odnawialnych, oraz może nieść szereg interesujących informacji o dynamice gromadzonych zasobów (Jokiel 1994). Z kolei na odpływ podziemny (objętość wód w przekroju hydrologicznym cieków w okresach bezopadowych) składa się dopływ wód źródłanych i dopływ dokorytowy, a znajomość ich wielkości jest istotna przy sporządzaniu bilansów wodnych. Obecnie odpływ jest najlepiej poznanym składnikiem bilansu wód podziemnych. Został on wyznaczony dla obszaru prawie całego kraju z wyjątkiem małych niekontrolowanych zlewni górskich (Pleczyński 1981), które wykazują znaczne zróżnicowanie przestrzenne wielkości tego składnika. Sprawia to, że ekstrapolowanie odpływu podziemnego na obszary niekontrolowane może być obarczone dużym błędem.

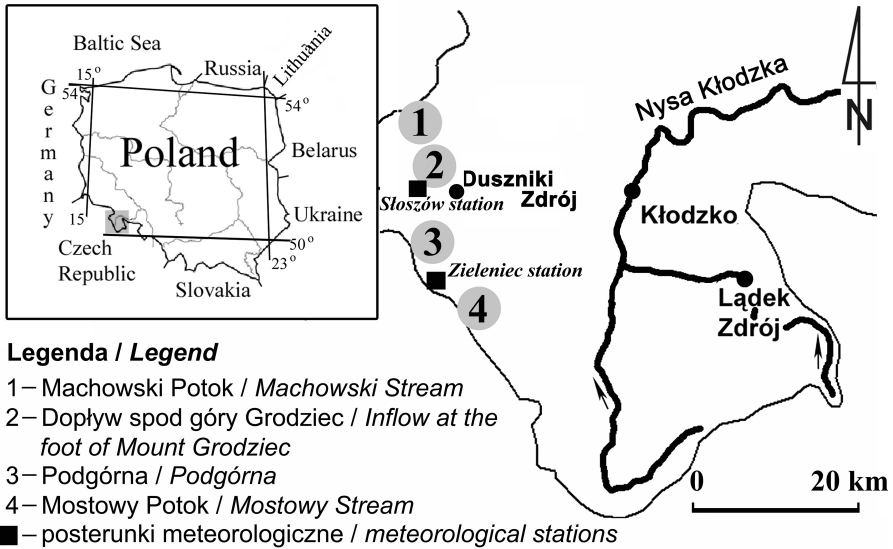
W zależności od obszaru badań wartości wskaźnika zasobności w Sudetach wahają się od 4 do 270 mm/rok (Orsztynowicz 1988; Malinowski 1993). Średni moduł odpływu podziemnego waha się w dużych zlewniach kopuły orlicko-śnieżnickiej od 3,2 do 13 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> (Olichwer 2001), natomiast w małych zlewniach górskich jego wartości sięgają nawet ponad 20 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> (Bocheńska i in. 1997). Również badania odpływu podziemnego źródłami cechują się dużą zmiennością

uzyskanych wyników. Buczyński i in. (2011), charakteryzując masywy górskie Sudetów Środkowych, wykazali zmienność modułu odpływu źródłanego w zakresie  $0,21\text{--}5,31 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^2$ . Olichwer (2007) w zlewni Małej Bystrzycy stwierdza, że 89% odpływu podziemnego ma formy dokorytowe i zachodzi wzdłuż doliny rzecznej, a wielkość odpływu podziemnego źródłami i całkowitego odpływu podziemnego wynosi odpowiednio  $0,66 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$  i  $6,27 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^2$ .

Ocena wielkości i dynamiki odpływu podziemnego nie tylko odgrywa ważną rolę w rozpoznaniu środowiska fizycznogeograficznego, ale jest również kluczowym elementem pozwalającym racjonalnie gospodarować dostępnymi zasobami wód w warunkach zmian klimatycznych. Problem ten dotyczy w szczególności małych zlewni górskich i stref szczytowych, gdzie w wyniku deficytu opadów lokalnie wysychają małe rzeki, płytkie studnie i źródła. Szczególnie dotkliwe skutki ostatniej suszy zanotowano w Karpatach, gdzie brak opadów i niżówka hydrologiczna w roku 2015 spowodowała zanik wód w ponad 1000 płytkich studniach gospodarskich w gminach Szczyrk i Koniecpol (Kowalczyk 2016). Tę samą niżówkę udokumentowano i scharakteryzowano w Bieszczadach Wysokich. Rzonca i in. (2016) obserwowali okres stopniowego obniżania się stanu wód oraz wydajności źródeł trwający od maja do końca roku hydrologicznego. Występujące latem i wczesną jesienią pojedyncze, nawet gwałtowne, zdarzenia opadowe, zaznaczyły się na hydrogramach odpływu jedynie jako niewielkie, krótkotrwałe wezbrania, nie zmieniając zasadniczo krzywej recesji przepływu cieków i wydajności źródeł.

Podobne sytuacje występują również w trakcie suchych okresów w Sudetach; chociażby władze sudeckich gmin, których gospodarka wodna oparta jest na ujęciach wód powierzchniowych (np. Jelenia Góra czy Podgórzyn), są zmuszone wprowadzać ograniczenia w używaniu wody. W czasach zaś administracji niemieckiej w szczytowych zlewniach cieków sudeckich planowano budowę małych zbiorników wodnych mających na celu zaopatrzenie w wodę niżej położonych miejscowości.

Powyższe obserwacje stały się impulsem do przeprowadzenia badań mających na celu policzenie odpływu podziemnego w małych zlewniach górskich Sudetów. Badania te umożliwiły określenie i zestawienie modułów odpływu podziemnego na podstawie przepływów hydrologicznych i modułów odpływu źródłanego policzonego według kartowania hydrogeologicznego. Celem pracy było również oszacowanie udziału odpływu źródłami i odpływu dokorytowego oraz policzenie współczynnika zasilania podziemnego. Obliczenia oparto na wynikach badań terenowych przeprowadzonych w roku hydrologicznym 2013 w czterech zlewniach o powierzchniach nieprzekraczających  $4,5 \text{ km}^2$  położonych w południowo zachodniej Polsce, w Sudetach Środkowych (ryc. 1). Do badań wytypowano zlewnie zróżnicowane pod kątem wykształcenia litologicznego oraz rzeźby terenu. Jednocześnie obszary te charakteryzują się zbliżonymi warunkami klimatycznymi. Na podobnym poziomie kształtuje się również wskaźnik lesistości, a zagospodarowanie terenu



Ryc. 1. Lokalizacja poligonów badawczych (zlewni)

Fig. 1. Location of study areas (catchments)

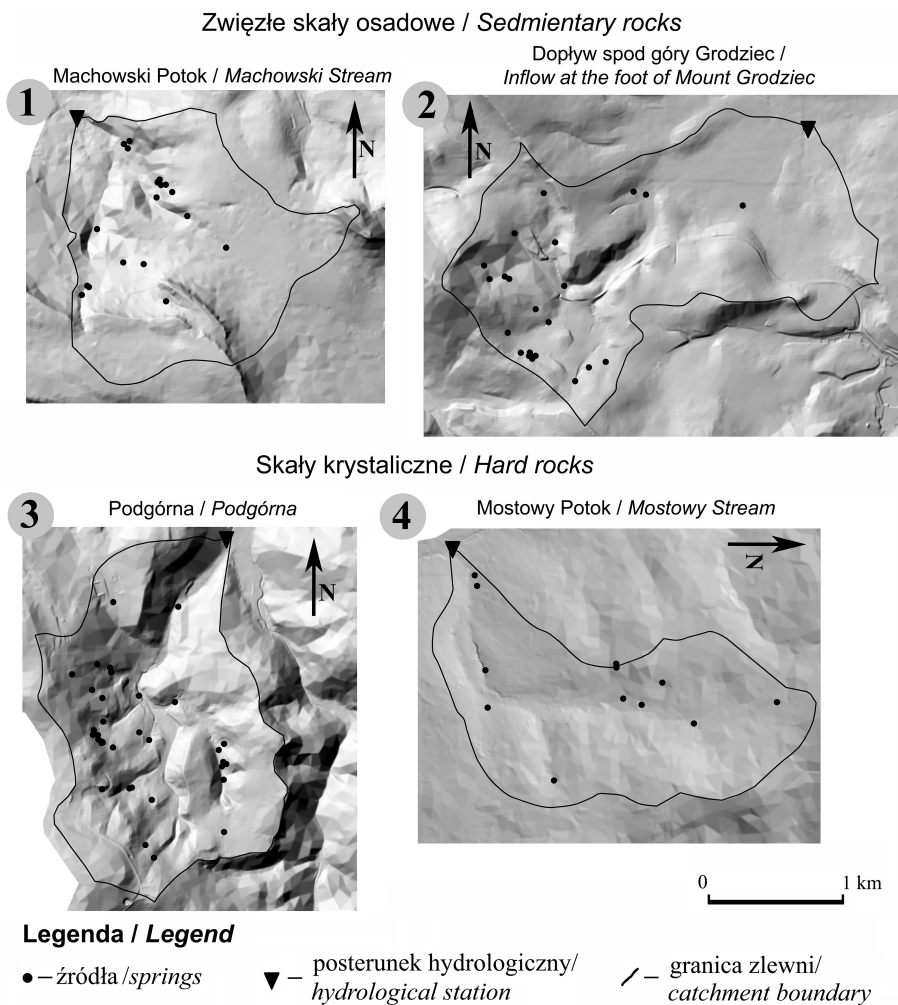
ogranicza się do gospodarki leśnej, nieużytków w formie łąk oraz luźnej zabudowy wiejskiej. Na terenie badań nie stwierdzono zabudowań hydrotechnicznych, które mogłyby istotnie wpływać na pomiary reżimu przepływu w ciekach i wydajności źródeł.

## Obszar badań

Obszar badań stanowiły zlewnie Machowskiego Potoku, Dopływu spod góry Grodziec, Podgórną i Mostowego Potoku. Zlewnie Machowskiego Potoku i Dopływu spod góry Grodziec, zbudowane w głównie ze skał osadowych, są położone w obrębie niecki śródsudeckiej. Zlewnia Machowskiego Potoku charakteryzuje się dużą różnicą wzniesień oraz stromymi i głęboko wciętymi dolinami (nr 1 – ryc. 2). Jej powierzchnia wynosi 3,3 km<sup>2</sup>, a deniwelacja terenu 374 m (545–919 m n.p.m.). Zlewnia Dopływu spod góry Grodziec ma powierzchnię 4,5 km<sup>2</sup>, a różnica wzniesień (548–802 m n.p.m.) wynosi 254 m (nr 2 – ryc. 2).

Kolejne dwie zlewnie, zbudowane w głównie ze skał metamorficznych, zostały zlokalizowane w obrębie krystaliniku orlicko-bystrzyckiego. Zlewnią





Ryc. 2. Obszary badań (podkład kartograficzny: Numeryczny Model Terenu LPIS – cieniowanie, rozdzielczość 5m)

Fig. 2. Study area (cartographic base: Numerical Model of the Area LPIS – shading, resolution 5m)

Źródło: opracowanie własne na podstawie serwisów WMS Geoportalu Infrastruktury Informacji Przestrzennej, <http://geoportal.gov.pl> (7.03.2017) – wykorzystano Numeryczny Model Terenu LPIS – cieniowanie, rozdzielczość 5m.

Source: authors own elaboration based on WMS National Geodetic and Cartographic Resources, <http://geoportal.gov.pl> (7.03.2017) – The Numerical model of the area LPIS – shading, resolution 5m was used.

charakteryzującą się dużą różnicą wzniesień oraz stromymi i głęboko wciętymi dolinami jest zlewnia cieką o nazwie Podgórna (nr 3 – ryc. 2). Zlewnia ta położona w Górach Orlickich ma powierzchnię 3,5 km<sup>2</sup>, a różnica wzniesień wynosi 374 m (568–942 m n.p.m.). Zlewnią eksperymentalną o mniej zróżnicowanej morfologii (705–815 m n.p.m.) jest zlewnia Mostowego Potoku o powierzchni 3,6 km<sup>2</sup> (nr 4 – ryc. 2) i różnicy wzniesień 112 m.

Obszar badań cechuje się klimatem typowym dla obszarów podgórskich. Kształtują go masy powietrza napływające znad Oceanu Atlantyckiego, Skandynawii i północno-wschodniej Europy, rzadziej znad Azorów, północnej Afryki i południa Europy. Dominują wiatry zachodnie i południowo-zachodnie. Średnia roczna temperatura powietrza w zależności od wysokości nad poziomem morza wynosi od 4 do 6°C. Najcieplejszym miesiącem w roku jest lipiec, ze średnią temperaturą (16°C), najchłodniejszym styczeń (3°C). Rozkład przestrzenny opadów atmosferycznych charakteryzuje się postępującym przyrostem sum miesięcznych i rocznych ze wzrostem wysokości nad poziom morza. W dużym stopniu jest też uwarunkowany oddziaływaniem rzeźby terenu i ekspozycją zboczy. Średnia roczna suma opadów, obliczona dla 40-letnia (1891–1930), wyniosła 996 mm na posterunku w Słoszowie i 1321 mm na posterunku w Zieleńcu (Wiszniewski 1953). Na podobnym poziomie (900–1300 mm/rok) kształtuje się wysokość opadów z 30-letnia (1951–1980) (Pawlak 1997).

Poligony badawcze – Machowski Potok (1) i Dopływ spod góry Grodziec (2) – są to zlewnie zbudowane głównie z górnokredowych skał osadowych. Największą powierzchnię na obu poligonach zajmują margle krzemionkowe lub ilaste, i piaskowce drobnoziarniste, ciosowe. Jedyne w szczytowej partii zlewni Dopływu spod góry Grodziec występują łupki łuszczycowe oraz dolomity i mylonity (Gierwielaniec, Radwański 1955; Cymerman 1991).

Dwie kolejne zlewnie – Podgórną (3) i Mostowego Potoku (4) – to obszary zbudowane z prekambryjskich ortognejsów, proterozoiczno-paleozoicznych łupków łuszczycowych oraz dolomitów. Jedyne wschodnia część zlewni Podgórną, stanowiąca wododział pomiędzy rzeką Podgórną a Bystrzycą Dusznicką, zbudowana jest z margli ilasto-krzemionkowych i piaskowców ciosowych. We wszystkich zlewniach wystąpienia osadów aluwialnych i glin deluwialnych o niewielkich miąższościach ograniczają się jedynie do doliny rzecznej (Grocholski 1956; Cymerman 1989).

W utworach kredowych w Sudetach głównymi warstwami wodonośnymi są piaskowce, w których wody występują w trzech lub czterech poziomach wodonośnych na głębokości od kilku-, kilkunastu do kilkuset metrów. Płytsze warstwy wodonośne zasilane są bezpośrednio z opadów atmosferycznych, a głębsze – głównie w strefach wychodni tych warstw lub wskutek dopływu wód z krystalicznego podłoża (Tarka 2006). Również w obszarach krystalicznych Sudetów wyróżnia się ok. 3–4 stref wodonośnych. Strefy te różnią się właściwościami filtracyjnymi i czasem reakcji

zwierciadła wód podziemnych na opady. Strefa najpłytsza utożsamiana jest z przypowierzchniowymi pokrywami zwietrzelinowymi zasilanymi przez wody opadowe i roztopowe. Charakteryzuje się współczynnikiem odsączalności grawitacyjnej  $\mu = 0,18$  oraz współczynnikiem filtracji  $k = 0,1 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ . Strefę drugą, o miąższości dochodzącej do 60 m, tworzą gęsto spękane skały, które cechują odmienne parametry ( $\mu = 0,008\text{--}0,05$ ;  $k = 1 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ ). Trzeci poziom to sieć głębokich spękań i strefy tektoniczne o znaczeniu regionalnym. Głębokość krążenia wód zwykłych w tej strefie sięga do 300–500 m p.p.t., a parametry hydrogeologiczne skał wykazują na ogół najniższe wartości:  $\mu = 0,01\text{--}0,1$  oraz  $k = 0,001\text{--}0,0001 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$  (Staško 2010).

Trzy serie badań krenologicznych przeprowadzonych w roku hydrologicznym 2013 wykazały w poszczególnych zlewniach występowanie od 9 do 33 źródeł. Największą ilość wypływów (średnio 29) zanotowano w zlewni Podgórnjej (ryc. 2), najmniejszą natomiast (średnio 10,6) w zlewni Mostowego Potoku. W przypadku Machowskiego Potoku i Dopływu spod góry Grodziec wartości te wyniosły odpowiednio 14 i 20,6. O ile ilość wykartowanych źródeł w listopadzie 2012 i lipcu 2013 w każdej ze zlewni jest zbliżona, to w październiku 2013 zarejestrowano duży spadek populacji wypływów. Najmniejszą zmiennością liczby źródeł ( $C_v = 7\text{--}14$ ) cechowały się zlewnie o małym nachyleniu terenu, w zlewniach stromych natomiast współczynnik zmienności osiągał wartość do 31% (Machowski Potok). Powiązany z ilością wykartowanych źródeł wskaźnik krenologiczny w zależności od okresu kartowania mieścił się w przedziale od 2,5 do 9,4. Najniższe wartości wskaźnika krenologicznego zanotowano w zlewni Mostowego Potoku (średnio 3,0), najwyższe natomiast w zlewni Podgórnjej (średnio 8,3). W pozostałych dwóch zlewniach średnia wartość wskaźnika krenologicznego wyniosła 4,3 oraz 4,6 (Buczyński 2017).

## Metody i materiały źródłowe

Warunki opadowe oceniono na podstawie wysokości opadów atmosferycznych pochodzących z dwóch posterunków meteorologicznych należących do sieci obserwacyjno-pomiarowej IMGW-PIB. Do analizy włączono dane z lat 2007–2013 z posterunków zlokalizowanych w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru badań (Zieleniec, Słozów). Ocenę warunków opadowych oparto na wskaźniku względnego opadu (RPI) (Kaczorowska 1962) oraz na wskaźniku standaryzowanego opadu (Standardised Precipitation Index, SPI), który może być stosowany w różnych warunkach klimatycznych i dowolnych skalach czasowych (McKee i in. 1995).

Pierwsza z zastosowanych metod (RPI) opiera się na stosunku sumy opadu w danym okresie do średniej sumy wieloletniej przyjętej za normę. Metoda ta była podstawą opracowania dla obszaru Polski kryteriów dla lat i pór roku, według których można zidentyfikować badane okresy od skrajnie suchych do bardzo

wilgotnych. Na podstawie bardzo szczegółowych badań Kaczorowska (1962) zdefiniowała klasyfikację warunków wilgotnościowych dla pór roku i roku, przyjmując następujące kryteria:

- za rok (lub porę roku) przeciętny uważa się taki, w którym odchylenie od przeciętnej sumy wieloletniej nie przekracza 10%, zatem suma opadów mieści się w granicach 90–110% opadu normalnego;
- okres wilgotny, gdy suma opadu stanowi 111–125% normy;
- okres bardzo wilgotny, gdy suma opadu stanowi 126–150% normy;
- skrajnie wilgotny, suma opadu przewyższa 150% normy.

W przypadku niedoboru opadów Kaczorowska (1962) wydzieliła trzy klasy surowości:

- okres suchy, gdy suma opadu stanowi 75–89% normy;
- okres bardzo suchy, gdy suma opadu stanowi 50–74% normy;
- okres skrajnie suchy, gdy suma opadu jest poniżej 50% normy.

Drugą metodą, którą wykorzystano do oceny warunków opadowych na obszarze badań, był wskaźnik standaryzowanego opadu, którego klasyfikację dla Polskich warunków (tab. 1) zaproponował Łabędzki (2006). Wskaźnik SPI jest wygodnym parametrem do standaryzacji warunków opadowych w różnych warunkach klimatycznych i dla dowolnej skali czasowej.

Pomiary hydrometryczne i krenologiczne przeprowadzono w roku hydrologicznym 2013. Do oceny odpływu podziemnego, ze względu na złożoną budowę struktury wodonośnej (zróżnicowane i słabo rozpoznane parametry zawodnienia), wykorzystano metodę genetycznego rozdziału hydrogramu, opartą na pomiarach wielkości przepływu wody w rzece. W tym celu na wylocie zlewni eksperymentalnych zainstalowano sondy (Odyssey Capacitance Water Level Logger) mierzące raz na dobę

Tab. 1. Charakterystyki liczbowe odpływu w roku hydrologicznym 2013

Table 1. Numerical characteristics of runoff in the hydrological year 2013

Zlewnia Catchment	H [mm]	M [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ·km <sup>2</sup> ]	H <sub>g</sub> [mm]	M <sub>g</sub> [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ·km <sup>2</sup> ]	α [%]	Zasoby dynamiczne Groundwater renewable resources [m <sup>3</sup> ·d <sup>-1</sup> ]
Machowski Potok	233	7,40	106	3,36	45	958
Dopływ spod g. Grodziec	300	9,53	142	4,51	47	1753
Podgórna	398	12,62	195	6,18	49	1869
Mostowy Potok	308	9,76	141	4,48	46	1393

H – odpływ całkowity / total runoff; M – moduł odpływu całkowitego / specific total runoff; H<sub>g</sub> – odpływ podziemny / underground runoff; M<sub>g</sub> – moduł odpływu podziemnego / specific underground runoff; α – współczynnik zasilania podziemnego / groundwater recharge coefficient.

(o godz. 6) stan zwierciadła wody w cieku (ryc. 1). Pomiarzy przepływu, wykorzystane do konstrukcji krzywej stan – przepływ (krzywej natężenia przepływu, krzywej konsumcyjnej) wykonano w każdym posterunku siedmiokrotnie, przy różnych stanach wód. Do wydzielenia odpływu podziemnego z odpływu całkowitego wykorzystano narzędzie WHAT (Web-Based Hydrograph Analysis Tool – Lim i in. 2010).

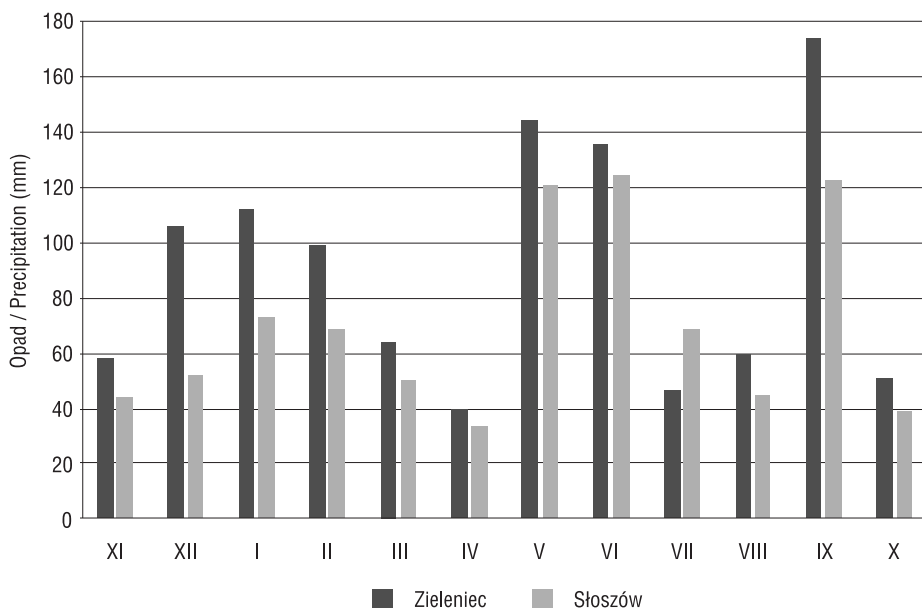
Szczegółowe kartowanie krenologiczne obejmujące każdorazowo przejście wszystkich zlewni i wykonanie pomiarów wydajności źródeł przeprowadzono trzykrotnie w dniach 15–16 listopada 2012; 1–2 lipca 2013 i 29–30 października 2013 r. Wydajność źródeł mierzono metodą wolumetryczną. Prace te wykonywano w okresach bezopadowych, przy niskich stanach wód i dla każdej serii pomiarów określono sumaryczną wydajność źródeł.

Wielkości odpływu scharakteryzowano za pomocą powszechnie stosowanych wskaźników: modułu odpływu całkowitego ( $M$ ), podziemnego ( $M_g$ ) i źródłanego ( $M_z$ ) oraz współczynnika zasilania podziemnego ( $\alpha$ ), zasilania źródłami ( $\alpha_z$ ) i odpływu podziemnego ( $C_g$ ). Jako moduł odpływu całkowitego przyjęto iloraz średniego odpływu całkowitego i powierzchni zlewni. Moduł odpływu podziemnego i źródłanego stanowił odpowiednio iloraz średniego odpływu podziemnego i powierzchni zlewni oraz iloraz średniej z sumarycznych wydajności źródeł z poszczególnych okresów kartowania i powierzchni zlewni. Współczynnik zasilania podziemnego jest to iloraz odpływu podziemnego i całkowitego wyrażony w procentach, współczynnik zasilania źródłami stanowi iloraz średniej z sumarycznych wydajności źródeł z poszczególnych okresów kartowania i odpływu podziemnego wyrażony w procentach, natomiast współczynnik odpływu podziemnego równy jest ilorazowi odpływu podziemnego i opadu, i również jest wyrażony w procentach. Uśrednienie modułu odpływu podziemnego i źródłanego dotyczyło rocznego okresu obserwacji, co może być traktowane jako miara zasobów odnawialnych (dynamicznych) zlewni.

## Wyniki

Wysokość opadów atmosferycznych w okresie prowadzenia badań (w roku hydrologicznym 2013) wyniosła 841 mm na posterunku w Słoszowie oraz 1088 mm na posterunku w Zieleńcu. Najwyższe opady, oscylujące wokół wartości 120 mm/m-c (ryc. 3), zanotowano w maju, czerwcu i wrześniu, najniższe natomiast w kwietniu (20–40 mm).

Ocena warunków opadowych wskazuje, że rok 2013 był na obszarze badań rokiem o opadach nieco niższych niż średnia z wielolecia. Analizując wysokość opadów atmosferycznych przy użyciu metody RPI na posterunkach opadowych położonych w obrębie zlewni lub w jej bezpośrednim sąsiedztwie, uzyskano wyniki klasyfikujące dany okres jako suchy. W przypadku zastosowania metody SPI otrzymane wyniki



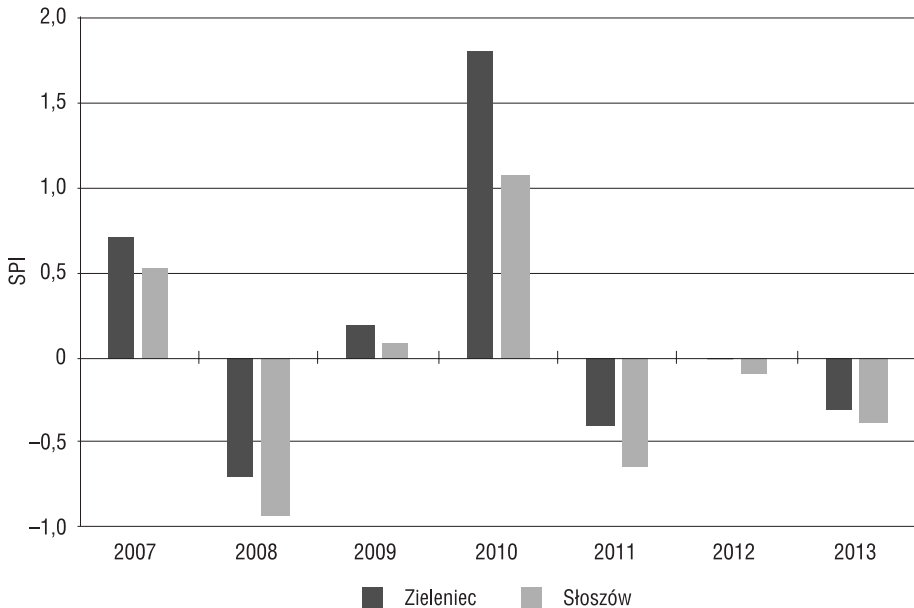
Ryc. 3. Wysokość miesięcznych opadów atmosferycznych w roku hydrologicznym 2013 na posterunkach meteorologicznych zlokalizowanych w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru badań Fig. 3. Monthly precipitation in hydrological year 2013 at meteorological stations located near the studied area

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z IMGW-PIB.

Source: own elaboration based on IMGW-PIB data.

oscylowały w granicach  $(-0,5; 0,5)$  wskazując na okres normalny. W pięcioleciu 2007–2012, poprzedzającym okres badań, latami o normalnych warunkach opadowych były również: rok 2010 i 2012. Lata 2007, 2008 i 2011 charakteryzowały się wysokością opadów na pograniczu roku normalnego i suchego lub mokrego. Jedynie w roku 2010 na posterunku w Zieleńcu odnotowano opady klasyfikujące ten rok jako bardzo mokry (ryc. 4).

Podczas przeprowadzonych pomiarów hydrologicznych najwyższe przepływy dochodzące do  $0,1-0,14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , uzyskano w każdej zlewni w okresie wiosennych odwilży oraz letnich krótkotrwałych, ale intensywnych, opadów atmosferycznych. Najniższe wartości ( $0,015-0,025 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) przypadają na miesiące jesienne lub okres letni (Machowski Potok). Jednocześnie otrzymane hydrogramy wskazują na gwałtowne wezbrania i stosunkowo szybkie spadki przepływu charakterystyczne dla zlewni górskich, w których istotną rolę odgrywa spływ powierzchniowy (ryc. 5).



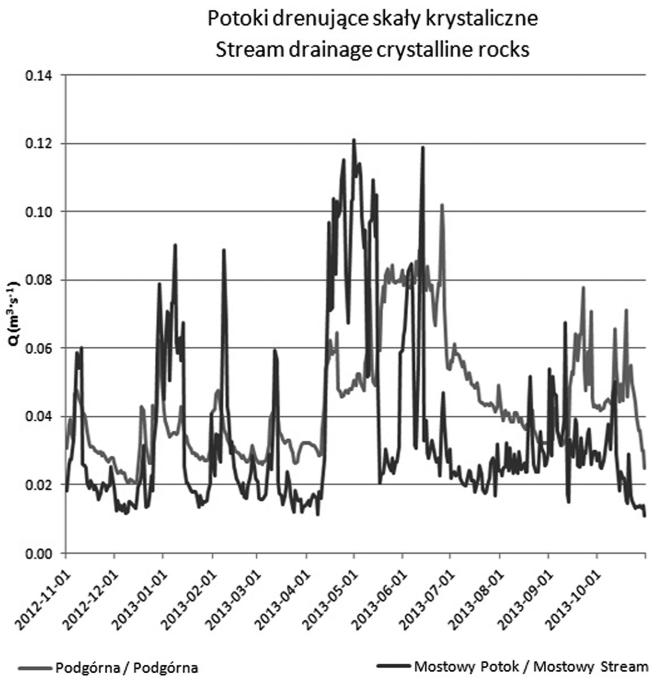
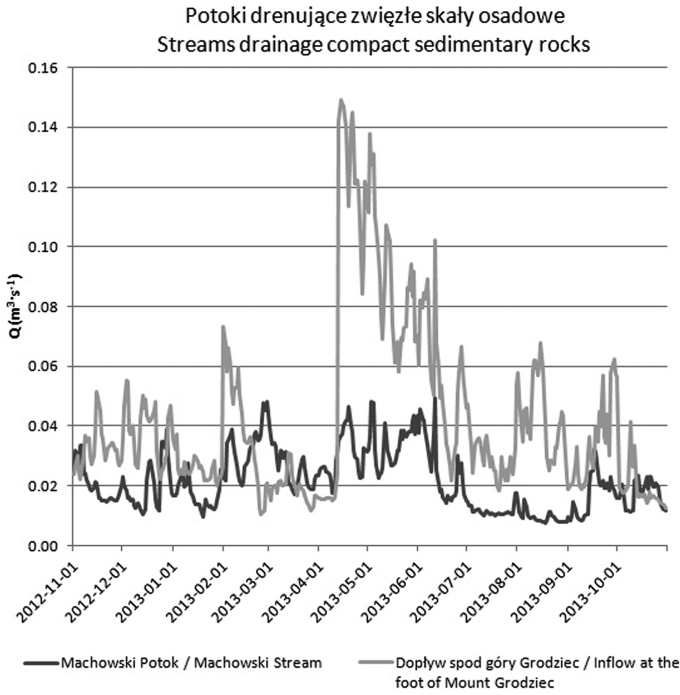
Ryc. 4. Ocena warunków opadowych w latach 2007–2013 na podstawie klasyfikacji SPI

Fig. 4. Evaluation of precipitation conditions in years 2007–2013 based on the SPI classification

Źródło: opracowanie własne na podstawie danych z IMGW-PIB.

Source: own elaboration based on IMGW-PIB data.

Wskaźnik odpływu dla roku hydrologicznego 2013 wyniósł w poszczególnych zlewniach od 233 mm (Machowski Potok) do 398 mm (Podgórna), co daje moduły odpływu całkowitego od 7,4 do 12,6  $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$  (tab. 1). W podobnym okresie odpływ podziemny wyniósł średnio 146 mm, osiągając najniższą i najwyższą wartość w tych samych zlewniach, tj. Machowskim Potoku (106 mm) i Podgórnjej (195 mm). W pozostałych zlewniach Dopływu spod góry Grodziec i Mostowego Potoku uzyskano odpowiednio 142 i 141 mm, co można przeliczyć na moduły odpływu podziemnego równe 3,36  $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$  oraz 6,18  $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ . Biorąc pod uwagę średnią roczną wysokość opadów atmosferycznych (965 mm) z dwóch posturunków meteorologicznych (Słozów i Zieleniec) znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie zlewni, współczynnik odpływu podziemnego mieści się w przedziale 11–20% wysokości opadów. Udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym był zbliżony i wyniósł od 45 do 49%. Można przyjąć, że włączone do badań cieki (zlewnie eksperymentalne) drenują zwierzelinę oraz spękany maszyw skalny do



Ryc. 5. Przepływy na postę-runkach hydrologicznych badanych rzek

Fig. 5. Flow rate at the hydro-logical stations of the studied rivers



Tab. 2. Wydajności źródeł i charakterystyka liczbowa odpływu krenologicznego  
 Table 2. Spring discharge and numerical characteristics of spring runoff

Zlewnia Catchment	Σ Q źródeł / springs [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]			Śr. sumaryczna wydajność Avg. total discharge [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ]	M <sub>z</sub> [dm <sup>3</sup> ·s <sup>-1</sup> ·km <sup>2</sup> ]	α <sub>z</sub> [%]
	XI 2012	VII 2013	X 2013			
Machowski Potok	5,78	7,68	4,41	5,96	1,81	54
Dopływ spod g. Grodziec	11,44	15,12	7,60	11,39	2,53	56
Podgórna	12,71	22,77	7,13	14,20	4,06	66
Mostowy Potok	8,36	10,92	4,41	7,90	2,19	49

Q – wydajność źródeł / spring discharge; M<sub>z</sub> – moduł odpływu krenologicznego / specific spring runoff;  
 z – współczynnik zasilania źródłami / spring recharge coefficient

głębokości około 30–60 m p.p.t. Obliczone zasoby dynamiczne tego ośrodka (utożsamiane z lokalnym i przejściowym systemem przepływu wód) wynoszą 5974 m<sup>3</sup>·d<sup>-1</sup> dla powierzchni łącznej 14,9 km<sup>2</sup> (tab.1).

Wydajności pojedynczych źródeł mieściły się w przedziale od 0,01 do 5 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>. Średnie wydajności źródeł w zależności od okresu kartowania i obszaru badań oscylowały w granicach 0,34–0,49 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> (Machowski Potok) i 0,49–0,91 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> (Mostowy Potok). Pomimo zbliżonych powierzchni poszczególnych zlewni największą sumaryczną wydajność źródeł zanotowano w lipcu 2013 r. w zlewni Podgórznej (22,8 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>), najniższą zaś w październiku 2013 r. (4,4 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>) w zlewni Machowskiego Potoku i Mostowego Potoku (tab. 2). Średnia sumaryczna wydajność źródeł z trzech okresów kartowania wyniosła od 5,96 do 14,2 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>. Wartości te przekładają się na moduły odpływu źródłanego od 1,81 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> (Machowski Potok) do 4,06 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> (Podgórna). Relacja wielkości odpływu podziemnego źródłami (średnia 2,65 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup>) w stosunku do odpływu podziemnego wynoszącego średnio 4,63 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> wykazuje, że 57% odpływu ma formę dopływu dokorytowego i zachodzi wzdłuż doliny rzecznej. Największy i najmniejszy udział odpływu źródłanego w odpływie podziemnym odnotowano w zlewniach zbudowanych ze skał krystalicznych, tj. Podgórznej (66%) i Mostowym Potoku (49%). W zlewniach zbudowanych ze zwięzłych skał osadowych udział ten oscyluje wokół 55%.

## Dyskusja

Zlewnie górskie charakteryzują się większym odpływem podziemnym od zlewni położonych w innych rejonach Polski, co wynika z wyższych opadów atmosferycznych i niższych temperatur. Przekłada się to na wysoki, dodatni (100 do 300 mm) klimatyczny bilans wodny (Pawlak 1997). Wielkości modułu odpływu podziemnego dla Sudeckich zlewni III rzędu o powierzchniach kilkuset km<sup>2</sup> mieszczą się w granicach 5–7 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> (Jokiel 1994; Bartnik 2005) lub 7–10 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> (Tomaszewski 2001). Obszary badane w tym artykule, będące zlewniami cząstkowymi powyższych zlewni III rzędu, charakteryzowały się mniejszym modułem odpływu podziemnego (3,4–6,2 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup>), co koresponduje z wynikami Kicińskiego (1970), Balco (1976) i Dynowskiej (1976) wskazującymi, że w przypadku małych rzek, zazwyczaj wraz ze wzrostem powierzchni zlewni, moduły odpływu podziemnego ulegają zwiększeniu. Otrzymane w małych zlewniach niższe moduły odpływu podziemnego wskazują, że badane zlewnie górskie położone na obszarach wyniesionych ponad doliny głównych rzek regionu, stanowią strefę zasilania, a część infiltrującej wody bierze udział w procesie dalekiego krążenia i zasila koryta niżej położonych systemów rzecznych. Powyższe relacje świadczą o tym, że udział w głębszym (regionalnym) przepływie wód podziemnych stanowi ok. 20% wód. Badane zlewnie stanowią strefę zasilania, co potwierdzają również wiercenia i otrzymany w ich wyniku układ zwierciadeł wód podziemnych na obszarze jednej ze zlewni (Zieliński 2002).

Wykonane wcześniej badania dowodzą również, że odpływ podziemny w obszarach górskich Sudetów wykazuje duże zróżnicowanie. Może on się mieścić w zakresie od 5 do 22 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> (Tomaszewski 2001), 28 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> (Bocheńska i in. 1997) a nawet do 45,4 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> (Kryza 1988). Najważniejsze czynniki decydujące o tak dużym zróżnicowaniu to obecność dyslokacji tektonicznych, kras górski oraz zjawiska kaptażu wód podziemnych (Kryza i in. 1989). Również w innych masywach górskich stwierdza się duże dysproporcje tego składnika bilansu wodnego. Pomimo tego, że obszar Karpat – z punktu widzenia fizjograficznych uwarunkowań retencji podziemnej – uchodzi za jednorodny i cechuje się stosunkowo małą zmiennością wewnątrzregionalną (Jokiel 1994), to Ciężkowski i in. (1999), badając zlewnię Kryniczanki stwierdzili, że moduł odpływu podziemnego wykazuje zróżnicowanie od 0,5 do 14,6 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup> wynikające z różnicy w budowie geologicznej pomiędzy strefą sądecką i krynicką. Kurek i Pawlik-Dobrowolski (1984) w małych zlewniach karpaccich otrzymali odpływy podziemne w przedziale od 2 do ponad 20 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup>. Z kolei Plenzler i in. (2010) w zlewniach elementarnych w Bieszczadach Wysokich udokumentowali moduł odpływu podziemnego w zakresie od 0,9 do 6,8 dm<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup>. Najwyższe wartości jednostkowego odpływu podziemnego w zlewniach bieszczadzkich odnotowano na obszarach charakteryzujących się głęboko wciętymi dolinami. Nie stwierdzono przy tym jednak istotnych zależności

pomiędzy modulem odpływu podziemnego a gęstością sieci rzecznej oraz średnią wysokością zlewni nad poziomem morza.

Otrzymane w trakcie przeprowadzonych obecnie badań wartości modułu małych zlewni sudeckich nie wykazywały aż tak dużych różnic. Wpływ na to może mieć fakt, że wszystkie zlewnie były położone na zbliżonych wysokościach, a archiwalne badania wskazują na wyraźny związek odpływu podziemnego z wysokością położenia zlewni (Balco 1975, 1976). Nie stwierdzono również wyraźnego wpływu różnic w deniwelacjach i spadkach zlewni na otrzymane wartości. Wyniki wskazują, że najbardziej zbliżone są do siebie zlewnie Dopływu spod góry Grodziec (zwięzłe skały osadowe) i Podgórznej (skały krystaliczne). Zlewnie te leżą w obrębie tego samego mezoregionu (Pogórze Orlickie) i są oddalone od siebie o 2 km. Zlewnia Machowskiego Potoku (Góry Stołowe) i Mostowego Potoku (Góry Bystrzyckie) oddalone o 9 km na północ i południe charakteryzują się mniejszymi wartościami odpływu podziemnego i źródłanego. Wpływ na otrzymane wyniki może mieć fakt, że w obszarach górskich nawet na stosunkowo niewielkich odległościach stwierdza się duże zróżnicowanie wysokości opadów, które mają kluczowe znaczenia dla wielkości odpływów niskich (Bartnik 2005).

Współczynnik odpływu podziemnego małych zlewni górskich objętych badaniami w niniejszym opracowaniu był stosunkowo niski i mieścił się w przedziale 11–20% wysokości opadów. Jokiel (1994), badając ten sam obszar, ale opierając się na danych z posterunków zamykających zlewnie o większych powierzchniach, wykazał wartości współczynnika odpływu podziemnego na poziomie 30–40%, Staško i Tarka (2001) – od 32 do ponad 50%, a Olichwer (2001) nawet do 67%. Otrzymane w artykule wartości są zbliżone do wyników Ciężkowskiego i in. (1999), którzy wykazali dla małej zlewni moduł odpływu podziemnego na poziomie 24% sumy rocznych opadów oraz do średniej wartości dla obszaru Polski, która jest zbliżona do 16% (Jokiel 1994). Jak jednak twierdzi Maksymiuk (1980), współczynniki zasilania podziemnego również wykazują duże zróżnicowanie (od poniżej 37% do 64%) i zależą w głównej mierze od litologii utworów przypowierzchniowych, a największe wartości odnotowywane są na obszarach krasowych. Również wielkość udziału odpływu podziemnego w odpływie całkowitym (45–49%) była zbliżona do wielkości średniej dla obszaru Polski, tj. ok. 50% (Jokiel 1994).

Z relacji wielkości odpływu źródłami w stosunku do odpływu podziemnego wynika, że 57% odpływu odbywa się dokorytowo i zachodzi wzdłuż doliny rzecznej. Jest to stosunkowo niska wartość, gdyż – jak stwierdzili Buczyński (2005), Wcisło (2005) i Olichwer (2007) – odpływ źródłany w Sudetach stanowi zazwyczaj niewielką część odpływu podziemnego, który w 75–89% formowany jest jako dopływ dokorytowy. Jednocześnie Wołock i in. (1997) oraz Burns i in. (1998) dowodzą, że źródła stanowią ważny element zasilania potoków. Na uwagę zasługuje również fakt, że pomimo wspomnianego wcześniej braku różnic w deniwelacjach i spadkach zlewni na

otrzymane wartości, większe różnice modułu odpływu podziemnego i współczynnika zasilania źródłami odnotowano w zlewniach zbudowanych ze skał krystalicznych, tj. Podgórznej i Mostowym Potoku niż w zlewniach zbudowanych ze zwięzłych skał osadowych. Podobne wyniki uzyskał Moniewski (2015), wykazując, że największą nieregularność wydajności mają źródła drenujące skały szczelinowe, a Buczyński (2017) stwierdza, iż zasilanie źródeł w skałach osadowych jest bardziej rozproszone, co powoduje, że źródła mają mniejsze, ale zarazem mniej zmienne wydajności. Na podstawie wykonanych pomiarów i wymienionych opracowań można wnioskować, że w skałach krystalicznych zasilanie dokorytowe potoków oraz zasilanie źródeł odbywają się dzięki sieci szczelin i spękań, co przekłada się na większe przepływy i wydajności źródeł, warunkując tym samym mniejszą pojemność, ale wyższą przewodność, skał wodonośnych.

Wyniki te potwierdzają również badania laboratoryjne i pomiary terenowe. Tarka (2006) wykazał, że zwięzłe skały osadowe utworów kredy w polskiej części Sudetów mogą magazynować duże ilości wody dzięki wysokiej porowatości. Współczynnik porowatości otwartej dla piaskowców osiąga wartość do 28%, natomiast dla margli i mułowców do 27%, przy średniej arytmetycznej wynoszącej odpowiednio 17 i 9%. Jednocześnie wskazuje on na stosunkowo wysokie wartości współczynnika odsączalności (średnio 0,103), ale niskie wartości współczynnika filtracji (średnio  $5,93 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Otrzymane przez Tarkę (2006) wartości porowatości efektywnej wydają się wysokie na tle innych wyników. Witkowski (1974) otrzymał dla piaskowców okolic Żarnowca wartość porowatości efektywnej dochodzącą maksymalnie do 10,6% (średnio, w zależności o wykształcenia litologicznego 6,5–8,4%). Mimo to skały krystaliczne charakteryzują się dużo niższymi wartościami współczynnika porowatości, mieszczącymi się najczęściej w przedziale 0,1–3%, maksymalnie 5–7% (Staśko 2002). Również współczynnik odsączalności skał krystalicznych jest mniejszy i wynosi od 0,008 do 0,05, natomiast współczynnik filtracji jest o rząd wielkości większy i osiąga średnio  $1,15 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ .

## Podsumowanie

Na podstawie przeprowadzonych badań małych zlewni górskich w Sudetach stwierdzono, że reżim przepływu rzek w badanych zlewniach jest typowy dla obszarów górskich i polskich szerokości geograficznych. Najwyższe wartości natężenia przepływu uzyskano w okresie wiosennych odwilży oraz letnich, krótkotrwałych, ale intensywnych, opadów atmosferycznych. Najniższe wartości przypadły na miesiące jesienne lub okres letni. Potwierdzono również, że odpływ podziemny wykazuje różnicowanie, ale w przypadku zlewni położonych na podobnych wysokościach różnice nie są tak duże jak w zlewniach położonych na różnych wysokościach. Biorąc pod uwagę budowę geologiczną, większe dysproporcje w modułach odpływu pod-

ziemnego, źródłanego i współczynnika zasilania źródłami uzyskano w przypadku zlewni zbudowanych ze skał krystalicznych, co wskazuje na mniejszą pojemność, ale wyższą przewodność skał wodonośnych niż w przypadku zlewni drenujących zwarte skały osadowe.

Współczynnik odpływu podziemnego wyniósł do 20% wysokości opadów, a relacja wielkości odpływu źródeł w stosunku do odpływu podziemnego wykazała, że 57% odpływu podziemnego zachodzi w formie dokorytowego zasilania cieków. Jednocześnie małe zlewnie górskie, położone na wyniesionych ponad doliny głównych rzek regionu obszarach, stanowią strefę zasilania, a około 20% infiltrującej wody bierze udział w procesie dalekiego krążenia i zasila koryta niżej położonych systemów rzecznych. Otrzymane wyniki przełożyły się na zasoby dynamiczne w wysokości prawie 6 tys.  $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$  dla powierzchni 14,9  $\text{km}^2$ .

Wykonane badania dowodzą, że odpływ podziemny (zwłaszcza w lokalnym systemie przepływu) oprócz wysokości opadów, zagospodarowania terenu i tym podobnych czynników zależy od parametrów hydrogeologicznych skał (pokryw zwietrzelinowych, masywów skalnych) i płytko występujących spękań tektonicznych lub procesów erozyjnych. Brak wyraźnych zależności pomiędzy deniwelacją terenu a wartościami odpływu podziemnego i współczynników zasilania oraz zróżnicowane wielkości odpływu podziemnego, uzyskiwane przez badaczy w różnych zlewniach sudeckich, dowodzą, że w obszarach górskich układ hydrodynamiczny jest skomplikowany, a jego rozpoznanie wymaga dalszych opracowań. Prowadzone badania mają również charakter użyteczny, gdyż w wyniku problemów występujących w obszarach górskich, związanych z okresowym wysychaniem rzek, studni lub źródeł, monitoring zasobów odnawialnych jest niezbędny zarówno w aspekcie prognoz, jak i bieżącego gospodarowania wodą.

## Podziękowania

Badania zrealizowano w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki nr DEC-2011/01/B/ST10/05121. W pomiarach terenowych autora artykułu wspomagali Magdalena Modelska, Marek Wcisło, Lidia Kasperczyk oraz Moath Almaaitah. Osobom tym chciałbym podziękować za zaangażowanie i poświęcony czas. Szczególne podziękowania kieruję do Recenzentów artykułu – za wnikliwe i rzeczowe merytorycznie recenzje. Uwagi zamieszczone w recenzjach były bardzo pomocne w zredagowaniu tekstu.

## Literatura

Balco M., 1975, *Závislosť minimálnych prietokov od nadmorskej výšky Územia Slovenska*, Vodohospodársky Časopis, 23 (3), 227–244.

- Balco M., 1976, *Vázba plochy povodia a jeho vodnosti s minimálnymi prietokami*, Vodohospodársky Časopis, 24 (3), 248–257.
- Bartnik A., 2005, *Odpyw niski w Polsce*, Acta Geographica Lodziensia, 91, 1–95.
- Bocheńska T., Marszałek H., Staško S., 1997, *Hard rocks of the Sudety Mts as a groundwater collector and its vulnerability*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2052; Hydrogeology. The Second Workshop on Hardrock Hydrogeology of the Bohemian Massif. September 18–20, 1996, Borowice, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 11–19.
- Buczyński S., 2005, *Przejawy występowanie wód podziemnych w obszarze źródłowym Nysy Kłodzkiej*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2811, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, LXXXV, 7–18.
- Buczyński S., (w druku), *Temporal variability of springs in catchment areas located in the Sudeten Mountains*, Hydrology Research (doi: 10.2166/nh.2017.229.).
- Buczyński S., Modelska M., Olichwer T., Tarka R., Staško S., 2011, *Charakterystyka krenologiczna masywów górskich Ziemi Kłodzkiej na podstawie bazy danych „Źródło”*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 445, 17–26.
- Burns D.A., Murdoch P.S., Lawrence G.B., Michel R.L., 1998, *The effect of groundwater springs on NO<sub>3</sub>–concentrations during summer in Catskill Mountain streams*, Water Resources Research, 34, 1987–1996.
- Ciężkowski W., Kozłowski J., Liber-Madziarz E., Przylibski T.A., Żak S., 1999, *Zróżnicowanie modułu odpływu podziemnego w zlewni Krynicyzanki w okresie niżówkowym*, Przegląd Geologiczny, 47 (6), 564–566.
- Cymerman Z., 1989, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1: 25 000, Arkusz 900D – Duszniki Zdrój*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Cymerman Z., 1991, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1: 25 000, Arkusz 900C – Lewin Kłodzki*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Dynowska I., 1976, *Poglądy na wpływ warunków środowiska geograficznego na podziemne zasilanie rzek w Polsce*, Folia Geographica. Series: Geographica Physica, 10, 43–52.
- Freeze R.A., Cherry J.A., 1979, *Groundwater*, Englewood Cliffs, Prentice Hall.
- Gierwielaniec J., Radwański S., 1955, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1: 25 000, Arkusz 900A – Jeleniów*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Grocholski A., 1956, *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1: 25 000, Arkusz 932B – Mostowice*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Jokiel P., 1994, *Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce*, Acta Geographica Lodziensia, 66–67.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace Geograficzne Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk, 33, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kiciński T., 1970, *Odpyw wód gruntowych ze zlewni Wisły po Zawichost*, Prace Studialne Komisji Gospodarki Wodnej i Surowców, 10, 151–219.
- Kowalczyk A., 2016, *Niżówka hydrogeologiczna – przyczyny i skutki*, XXI Konferencja naukowo-techniczna „Aktualne rozwiązania ujmowania i eksploatacji wód podziemnych”, Częstochowa, Technologia Wody, 5, 4–10.

- Kryza J., 1988, *Zasoby wód podziemnych Sudetów na tle odpływu podziemnego*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 964, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 11 (2), 25–37.
- Kryza H., Kryza J., Limisiewicz P., 1989, *Zmienność odpływów niskich obszaru sudeckiego i jej przyczyny*, Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej, 58, 69–74.
- Kurek S., Pawlik-Dobrowolski J., 1984, *Przestrzenne zróżnicowanie zasilania podziemnego w małych zlewniach karpackich*, Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe „Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych”, Wrocław.
- Lim K.J., Park Y.S., Kim J., Shin Y., Kim N., Kim S., Jeon J., Engel B.A., 2010, *Development of Genetic Algorithm – based Optimization Module in WHAT System for Hydrograph Analysis and Model Application*, Computers & Geosciences 36 (7), 936–944.
- Łabędzki L., 2006, *Susze rolnicze. Zarys problematyki oraz metody monitorowania i klasyfikacji*, Water – Environment – Rural Areas, 17.
- Maksymiuk Z., 1980, *Formy alimentacji rzek i ich rola w bilansie wodnym na przykładzie dorzecza Widawki*, Acta Geographica Lodziensia, 42, 1–119.
- Malinowski J., 1993, *Zasoby i ochrona wód podziemnych*, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1995, *Drought monitoring with multiple time scales*, Preprints of 9th Conf. of Applied Climatology, 15–20 January, Dallas, Texas, 233–236.
- Moniewski P., 2015, *Seasonal variability of discharge from selected springs in Central Europe*, Episodes 38 (3), 189–196.
- Olichwer T., 2001, *Możliwości ujęcia wód powierzchniowych w Górach Bystrzyckich*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, 10 (1), 219–225, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Olichwer T., 2007, *Zasoby wód podziemnych Ziemi Kłodzkiej*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 3022, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Orsztynowicz J., 1988, *Studium naukowo-badawcze do Atlasu hydrologicznego Polski*, Średnie roczne i wieloletnie odpływy podziemne na obszarze Polski w okresie 1980–1951, IMGW, Zakład Dynamiki Wód Podziemnych, Warszawa.
- Pawlak W. (red.), 1997, *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Pleczyński J., 1981, *Odnawialność zasobów wód podziemnych*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Plenzler J., Bajorek J., Jaśkowiec B., Kołodziej A., Rzonca B., Siwek J., Wójcik S., 2010, *Podziemny odpływ jednostkowy w Bieszczadach Wysokich*, Przegląd Geologiczny, 58 (12), 1147–1151.
- Rzonca B., Siwek J., Zawilo M., Bryndza M., Dojtrowska I., Lasota J., Piech K., Sajdak M., 2016, *Niżówka w Bieszczadach w 2015 roku*, Roczniki Bieszczadzkie, 24, 263–279.
- Staśko S., 2002, *Zawodnienie szczelinowych skał krystalicznych w Sudetach*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 404, 249–262.
- Staśko S., 2010, *O wodach podziemnych w utworach krystalicznych Sudetów i ich przedpola*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 440, 135–144.



- Staško S., Tarka R., 2001, *Dynamika zasilania wód podziemnych w obszarach górskich na przykładzie badań w Masywie Śnieżnika*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, X (1), 271–278.
- Tarka R., 2006, *Hydrogeologiczna charakterystyka utworów kredy w polskiej części Sudetów*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2884, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Tomaszewski E., 2001, *Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990*, Acta Geographica Lodziensis, 79.
- Wcisło M., 2005, *Zasoby wód podziemnych lokalnych stref krążenia na obszarach górskich w oparciu o charakterystykę krenologiczną Masywu Ślęży*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2811, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, LXXV, 51–56, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Wiszniewski W., 1953, *Atlas opadów atmosferycznych w Polsce 1891–1930*, Wydawnictwo Komunikacyjne, Warszawa.
- Witkowski A., 1974, *Budowa geologiczna rejonu Żarnowca*, Kwartalnik Geologiczny 18 (3), 564–584.
- Wolock D.M., Fan J., Lawrence G.B., 1997, *Effects of basin size on low-flow stream chemistry and subsurface contact time in the Neversink River watershed, New York*, Hydrological Processes, 11, 1273–1286.
- Zieliński W., 2002, *Dokumentacja hydrogeologiczna z rozpoznania możliwości ujęcia wód podziemnych z utworów górnokredowych i starszego paleozoiku dla gminy uzdrowiskowej w Dusznikach Zdroju*, Arcadis Ekokonrem Sp. z o.o., Wrocław.

*Sebastian Buczyński*  
*Uniwersytet Wrocławski*  
*Instytut Nauk Geologicznych*  
*Pl. M. Borna 9, 50-205 Wrocław*  
*sebastian.buczynski@uwr.edu.pl*