



Infiltracja do wód podziemnych na podstawie pomiarów lizymetrycznych w Górach Sowich

Stanisław Staško¹, Michał Chodacki²



S. Staško



M. Chodacki

Groundwater infiltration based on lysimeter measurements in the Sowie Mountains (SW Poland). Prz. Geol., 62: 414–419.

Abstract. Field research on effective infiltration has been carried out in the Sowie Mountains area in the Sudetes Mountains (SW Poland) in a lysimeter installed 0.9 m below the surface of the ground in a forest. The annual rainfall in 2011 has been measured in the range 520.9–644.8 mm for the three station, while the average precipitation of the long term observation indicate 880 mm. Air temperature was 2°C higher during experiment period from the typical to the region. During annual study (from April 2011 to May 2012) it has been measured effective infiltration volume as 78.1 mm of water in comparison total precipitation of 596.7 mm in nearest station. Groundwater recharge by infiltration is changing during the year as well as in longer period, occurs mainly in cool season (spring, autumn) and indicate impulsive nature.

The highest rate was reported in the October–November period, infiltration has exceeded the 30% of the precipitation, what could be explained by the high degree of saturation of the aeration zone. The departure value recorded in the summer relates to the degree of saturation of the aeration zone and there is high rainfall of the order of 200 mm. Then at the turn of July and August there has been measured a 54 mm percolating water. However, in August and September when rainfall over 107 mm water percolation was only 0.5 mm. Recharge and water supply in summer precipitation requires an initialization precipitation value order of 30–50 mm to supplement the state of moisture contains and high transpiration of plants. Infiltrating water showed of nitrate-sulphate-bicarbonate-calcium-sodium chemical type. In the process of infiltration increase of total dissolved solids almost twice has been measured. Water are enriched in the ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} is observed while the reduction of the concentration of HCO_3^- and NH_4^+ . Chemical water composition is quite similar to the water in the stream located close to the lysimeter point.

Keywords: infiltration, lysimeter method, groundwater, Sudetes Mts.

Zasilanie wód podziemnych zachodzić może w formie zasilania obszarowego, liniowego i w strefach uprzywilejowanych. Zasilanie obszarowe lub bezpośrednie, najbardziej rozpowszechnione, polega na wolnej migracji frontu wilgoci z opadów i roztopów oraz ze sztucznych nawodnień. Z kolei zasilanie liniowe, zwane inaczej pośrednie, jest skupione wzdłuż przepuszczalnych osadów rzek, strumieni, kanałów, obniżen terenu, jezior, czy też stref przepuszczalnych w formacjach izolujących (De Vries & Simmers, 2002). W przypadku zasilania wód podziemnych z rzek warunkiem koniecznym jest niższe położenie zwierciadła wód, czyli istnienie gradientu hydraulicznego. Mówimy wówczas o infiltracyjnym charakterze cieku. W warunkach naszego kraju to zjawisko nie zachodzi często. Przy pełnym nasyceniu osadów korytowych przepływ wód z rzeki do warstwy wodonośnej ustaje. Zasilanie w strefach uprzywilejowanych lub preferencyjnych ma miejsce w środowiskach skał zwięzłych w strefach spękań zarówno wietrzeniowych, jak i tektonicznych. Zachodzi również w przypadku gleb zwięzłych złożonych z minerałów ilastych poprzez spękania. O wielkości zasilania decydują głównie: dostawy wody z opadów atmosferycznych, pojemność wodna strefy aeracji i przepuszczalności ośrodka. Ważnymi czynnikami w tej ocenie są również niedosyt wilgotności, pokrycia szatą roślinną, rzeźba terenu czy głębokości

do zwierciadła wód podziemnych oraz przemarzania gruntów.

Bezpośrednie pomiary infiltracji efektywnej są ważne zarówno ze względów poznawczych, jak również utylitarnych. Dostarczają one wiarygodnych danych ważnych dla gospodarki wodnej, w tym dla problemu tempa odnawialności wód podziemnych i mają znaczenie praktyczne, np. w procesach modelowania numerycznego zasobów wód podziemnych. Są również istotne dla oceny podatności (wrażliwości) wód podziemnych na zanieczyszczenie z powierzchni terenu. Pozwalają zweryfikować modele krążenia wód podziemnych oraz tempo przemieszczania się substancji zanieczyszczających w środowisku skalnym i interakcji z wodami powierzchniowymi. Celem niniejszej pracy jest ocena infiltracji do wód podziemnych w Górach Sowich na podstawie pomiarów lizymetrycznych.

PRZEGLĄD METOD I WYNIKÓW BADAŃ NAD ZASILANIEM WÓD PODZIEMNYCH

Metody oceny infiltracji obejmują badania lizymetryczne, izotopowe, wahań zwierciadła wód podziemnych, bilansowe, modelowania numerycznego (np. Kajewski, 2005) oraz polowe w oparciu o prawa Darcy'ego i Richardsona (Scanlon i in., 2002). Tak np. badania modelowe

¹ Zakład Hydrogeologii Podstawowej, Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-204 Wrocław; stanislaw.stasko@ing.uni.wroc.pl.

² Drill-Lab, ul. Krośnieńska 7, Zielona Góra.

wykazują niskie wartości zasilania w zakresie 52–84 mm/rok dla systemów czwartorzędowych doliny Odry (Gurwin, 2000), a na Niżu Polskim dla głębszych warstw wodonośnych trzeciorzędu osiąga wartości 11–80 mm (Dąbrowski i in., 2007). Bezpośrednie pomiary w lizymetrze w Sudetach wykazały impulsowy charakter zasilania i wielkość infiltracji w zakresie 15–22% opadów, przy opadach rzędu 1200 mm/rok. Obliczenia za pomocą metod wahań zwierciadła wód podziemnych i rozdziału hydrografu dostarczają wyższych wartości (Staśko & Tarka, 2002; Staśko i in., 2010).

Badania przeprowadzone w latach 2004–2006 na wybranych stanowiskach w Sudetach i ich przedpolu wykazały, że infiltracja jest zmienna zarówno w skali roku, jak i wielolecia i zachodzi głównie w półroczu chłodnym (listopad–maj). Wielkość infiltracji efektywnej pomierzonej na pięciu stanowiskach wahała się od 33 do 320 mm, przy opadach atmosferycznych 600–830 mm (Kraśnicki, 2010). Wartości te są znacznie wyższe niż podawane przez Pleczyńskiego (1981). Zaznaczyć należy, że obliczenia wielkości infiltracji na podstawie bilansu hydrologicznego wykazują znacznie wyższe wartości. Bardziej zbliżone wyniki do wartości pomierzonych uzyskali Staśko i in. (2012) na podstawie zmodyfikowanej metody wskaźników infiltracji. Uproszczenia hydrogeologiczne i migrację frontu wilgoci do zwierciadła wód podziemnych analizował m.in. Michalak (2005), wskazując na odmienne podejście agrotechników i hydrogeologów.

Dla zbadania wielkości infiltracji w Górach Sowich przeprowadzono roczny eksperyment i pomiary w istniejącym lizymetrze zainstalowanym w 1997 r.

EKSPERYMENT POMIAROWY W GÓRACH SOWICH

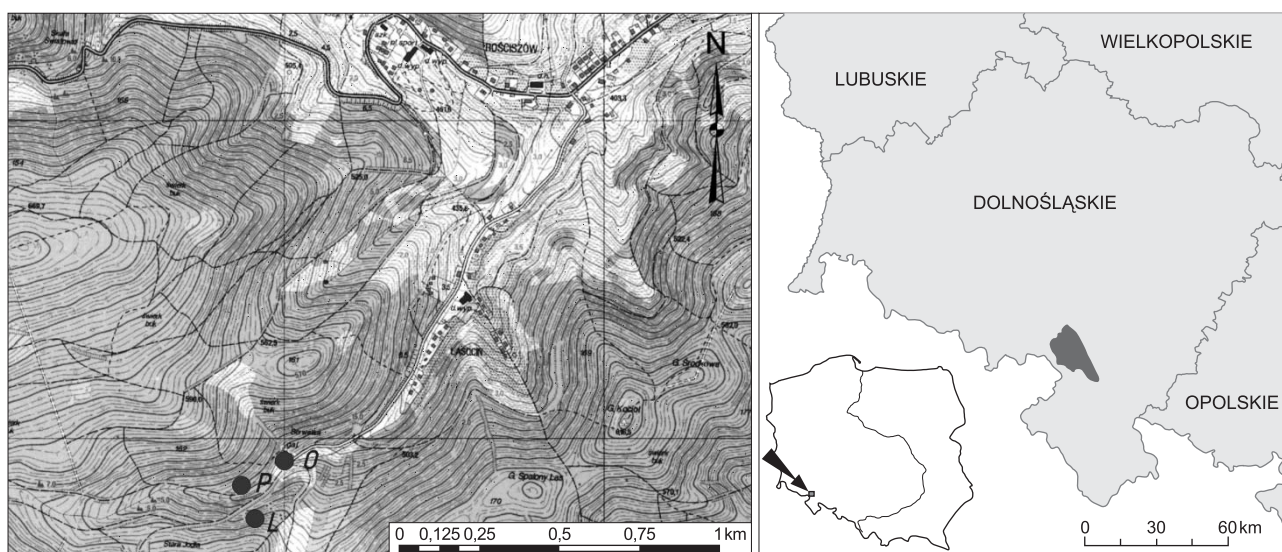
Pasma Gór Sowich rozciąga się na długości około 30 km z północno-zachodu na południowy-wschód makroregionu Sudetów Środkowych, w województwie dolnośląskim (Chodacki, 2012) (ryc.1).

Pod względem geologicznym masyw Gór Sowich jest fragmentem większej jednostki bloku sowiogórskiego.

Góry Sowie charakteryzują się budową blokową i silnym zaburzeniem tektonicznym. Powszechnie występują tu uskoki, zręby i rowy tektoniczne. Masyw zbudowany jest głównie z kilku odmian gnejsów, po części migmatycznych (Kryza, 1981). Podrzednie występują granulity, amfibolity oraz ultrabazyty. Na kompleksie skał metamorficznych niezgodnie zalegają skały dolnokarbońskie wykształcone jako piaskowce, brekcje oraz zlepieńce gabrowe. Powyżej, występuje seria łupkowo-szarogłazowa. Osady czwartorzędowe wykształcone są w postaci pokryw zwietrzelinowych, rumoszy, rumoszy gliniastych i aluwiiów.

Góry Sowie znajdują się w obrębie zlewni Nysy Kłodzkiej i Bystrzycy, będącej lewobrzeżnym dopływem Odry. Gęstość sieci hydrograficznej jest niska i wynosi 1,72 km/km². Według regionalizacji hydrogeologicznej Góry Sowie należą do regionu sudeckiego oraz częściowo do subregionu przedsudeckiego (Paczyński & Sadurski, 2007). Gromadzenie wód podziemnych zachodzi głównie w warstwach przypowierzchniowych rumoszków i zwietrzelin skalnych oraz w systemach spękanego masywu (Staśko, 1996). Na większości badanego obszaru poziom ten jest zmienny, regularny jedynie w dolinach rzek, potoków lub w bezpośrednim kontakcie z wodami powierzchniowymi. Obszar Gór Sowich nie wykazuje się wysokimi parametrami hydrogeologicznymi. Na większości obszaru współczynnik filtracji nie przekracza 1 m/24h, a moduł zasobów dyspozycyjnych 70 m³/24h*km². Moduł zasobów odnawialnych mieści się w granicach 160–250 m³/24h*km² (Kiełczawa, 2000).

Obszar opracowania leży w strefie klimatu umiarkowanego przejściowego, jednak Góry Sowie mają specyficzny mikroklimat górski, tworząc barierę orograficzną. W konsekwencji w Górach Sowich obserwujemy wyraźnie wyższe opady niż np. w Obniżeniu Nowej Rudy i o wiele wyższe niż na stosunkowo suchej Nizinie Śląskiej. Najwyższe sumy rocznych opadów odnotowane zostały na Wielkiej Sowie (1014,8 m n.p.m.) i wyniosły one 1400 mm/rok, najniższe sumy opadów rocznych odnotowano w obrębie kotlin, gdzie nie przekroczyły one 550 mm/rok. Średnia wartość rocznych sum opadów atmosferycznych dla



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań
Fig. 1. Localization of the study area

obszaru badań wynosiła 880 mm. Średnia roczna temperatura powietrza zawiera się w przedziale 5–7°C. Rozkład opadów na terenie Gór Sowich w poszczególnych miesiącach roku przybiera cechy kontynentalne. Maksimum opadów przypada na lipiec, najniższe opady występują natomiast w lutym. Widoczny jest ścisły związek rocznych sum opadów atmosferycznych z wysokością nad poziomem morza.

Badania wielkości zasilania wód podziemnych prowadzone były od kwietnia 2011 r. do maja 2012 r. Dla korelacji posłużono się szczegółowymi wielkościami opadów atmosferycznych dla 2011 oraz 2012 r., uzyskanymi dzięki uprzejmości IMGW. Roczne sumy opadów w 2011 r. zawierały się w przedziale od 520,9 mm dla posterunku Piława położonego na przedpolu Gór Sowich, do 644,8 mm dla posterunku Jedlina Zdrój znajdującego się na wysokości (510 m n.p.m.). Na wszystkich posterunkach obserwowany był niemal identyczny rozkład opadów w ciągu roku. W stacjach badawczych w listopadzie nie stwierdzono opadów atmosferycznych, a w lutym opady nie przekroczyły 10 mm. We wszystkich trzech stacjach najwyższe miesięczne sumy opadowe stwierdzono w lipcu 2011 r. (221,6 mm na posterunku Szczawno Zdrój – ryc.2).

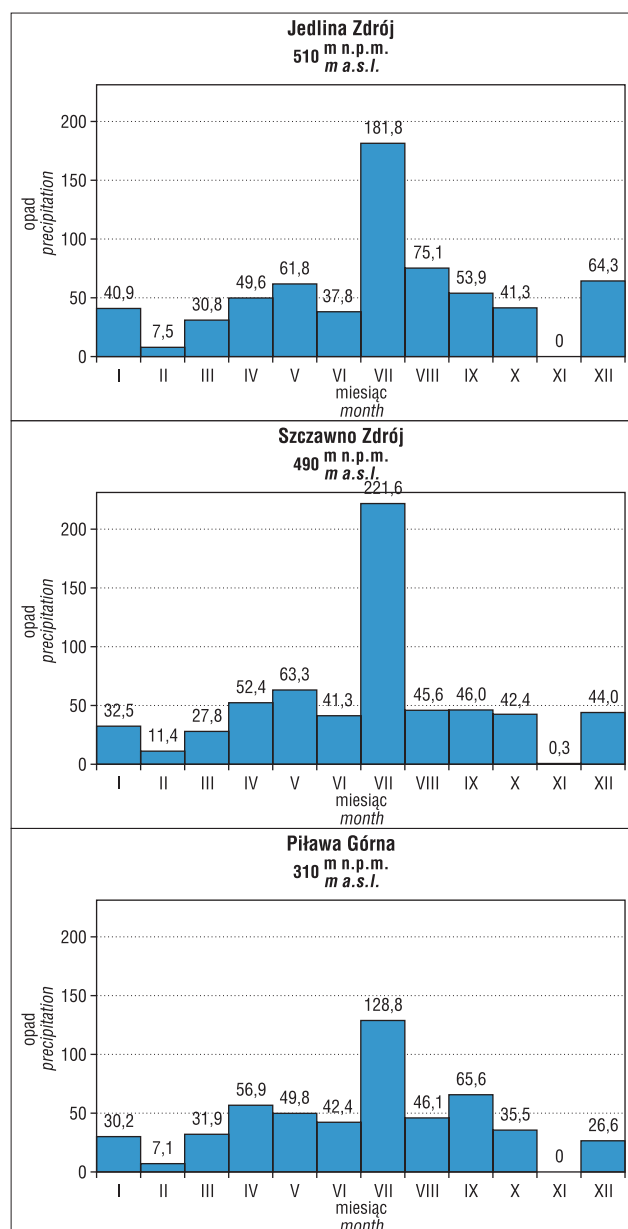
Rok 2011 na tle wielolecia charakteryzuje się stosunkowo niską sumą rocznych opadów. Na posterunku w Jedlinie Zdroju odnotowano w tym roku zaledwie 645 mm opadu, podczas gdy średnia dla wielolecia wynosi 810 mm. Oznacza to 20% odchylenia od wartości średniej. Ponadto rok 2011 był wyjątkowo ciepły. Średnia temperatura na posterunku Szczawno Zdrój wyniosła 8,3°C. Najcieplejszym miesiącem był sierpień (17,7°C), a najchłodniejszym luty (3,0°C). Przez 8 tygodni w roku stwierdzono temperatury poniżej 0°C, a według danych z wielolecia takie temperatury powinny się utrzymywać od 14 do nawet 16 tygodni. Pierwszy dzień wiosny, z temperaturą powyżej 5°C, stwierdzono już 11 marca 2011 r., podczas gdy w wieloleciu wiosna zaczynała się ponad miesiąc później. W sumie wystąpiło 230 dni z temperaturą powyżej 5°C. Początek lata z temperaturą powyżej 15°C przypada na 7 kwietnia 2011 r. Również lato trwało w 2011 r. aż 16 tygodni i odbiegało od typowego, które normalnie trwa nie dłużej niż 6–8 tygodni.

Szata roślinna Gór Sowich uległa znacznej antropopresji i złożona jest z nasadzeń monokultury świerkowej.

Badania wielkości zasilania wód podziemnych przeprowadzono w oparciu o wcześniej założone stanowisko badawcze (Staško, 1996; Kraśnicki, 2010) zlokalizowane na wysokości 520 m n.p.m. w miejscowości Lasocin, w gminie Pieszycy, w powiecie dzierzoniowskim. Szczegółowa lokalizacja punktu badawczego została przedstawiona na mapie (ryc.1).

Aby zminimalizować oddziaływania antropogeniczne, lizymetr umiejscowiono na stoku, powyżej gospodarstw i pól uprawnych oraz w oddaleniu od szlaków turystycznych. Lizymetr zainstalowany był na głębokości 90 cm. Struktura gruntu została naruszona podczas zabudowy, jednak od momentu instalacji w 1997 r. można przyjąć, że struktura profilu glebowego powróciła w znacznym stopniu do pierwotnego układu.

Próbki wody z lizymetru były pobierane przez pełny rok w miesięcznych odstępach czasu. Pierwszy pomiar miał miejsce 30 kwietnia 2011 r., a ostatniego pomiaru dokonano 1 maja 2012 r. Dokonano 11 pomiarów wielkości infiltracji oraz pobrano 8 prób do analizy chemicznej wody.



Ryc. 2. Rozkład opadów atmosferycznych w Górach Sowich w 2011 r.

Fig. 2. Atmospheric precipitation distribution in Sowie Mountains during 2011 year

WYNIKI BADAŃ I ICH INTERPRETACJA

Wyniki pomiarów infiltracji efektywnej w lizymetrze przedstawiono w tabeli 1.

W okresie rocznych badań (od kwietnia 2011 r. do maja 2012 r.) pomierzona wielkość infiltracji efektywnej wynosiła 78,1 mm słupa wody przy opadach atmosferycznych stwierdzonych na najbliższej stacji w Jedlinie Zdroju 596,7 mm.

W celu określenia zależności infiltracji od opadów atmosferycznych dla stacji Jedlina Zdrój. Wielkości zasilania w zestawieniu z sumami opadów atmosferycznych przedstawia rycina 2.

Jak wykazały pomiary największe ilości wód infiltrujących pomierzono na przełomie lipca i sierpnia (prawie 55 mm wody) oraz na przełomie lutego i marca z infiltracją

Tab. 1. Porównanie wielkości opadów atmosferycznych, pomierzonej infiltracji i wskaźnika infiltracji w Górach Sowich
Table 1. Comparison of total atmospheric precipitation values, measured infiltration and effective infiltration coefficient in Sowie Mountains

Data pomiaru Date of measurement	Infiltracja Infiltration [mm]	Opad Atmospheric precipitation [mm]	Wskaźnik infiltracji Infiltration coefficient [%]	Temperatura powietrza Air temperature [°C]	Liczba dni z temperaturą < 0°C Number of days with temperature < 0°C	Liczba dni z opadem Number of the days with precipitation
2011.04.30– 2011.05.23	0,10	48,10	0,20	11,86	0	7
2011.05.23– 2011.07.03	5,64	54,00	10,44	16,26	0	15
2011.07.03– 2011.08.17	54,06	199,10	27,15	17,09	0	20
2011.08.17– 2011.09.21	0,48	107,50	0,44	15,97	0	8
2011.09.21– 2011.10.23	2,20	40,60	5,41	9,04	0	13
2011.10.23– 2011.11.17	1,43	4,70	30,48	5,73	3	3
2011.11.17– 2011.12.16	0,57	38,40	1,49	1,80	5	8
2011.12.16– 2012.01.20	0,19	75,30	0,25	1,43	9	26
2012.01.20– 2012.02.16	0,00	29,00	0,00	–10,37	24	12
2012.02.16– 2012.03.19	11,08	Bd	–	Bd	Bd	Bd
2012.03.19– 2012.05.01	2,39	Bd	–	Bd	Bd	Bd
Suma/Średnia Total /Average	78,14	596,7	13,10	7,65	41	112

Bd – brak danych, uwaga: wartości sum i średnich policzono dla okresu od 2011.04.30 do 2012.02.16 za wyjątkiem wielkości infiltracji
 Bd – no data, remark: averages and total values are calculated for the period of 2011.04.30 and 2012.02.16 except infiltration value

rzędu 11 mm. Całkowity brak infiltracji wykazał pomiar w lutym 2012 r., natomiast znikomo małe ilości wody odnotowano okresowo w maju, wrześniu oraz na przełomie grudnia i stycznia (ilości wody w przedziale od 0,1 do 2,2 mm). Można więc stwierdzić, że największe zasilanie warstwy wodonośnej odnosi się do okresu, w którym występowały także najwyższe opady.

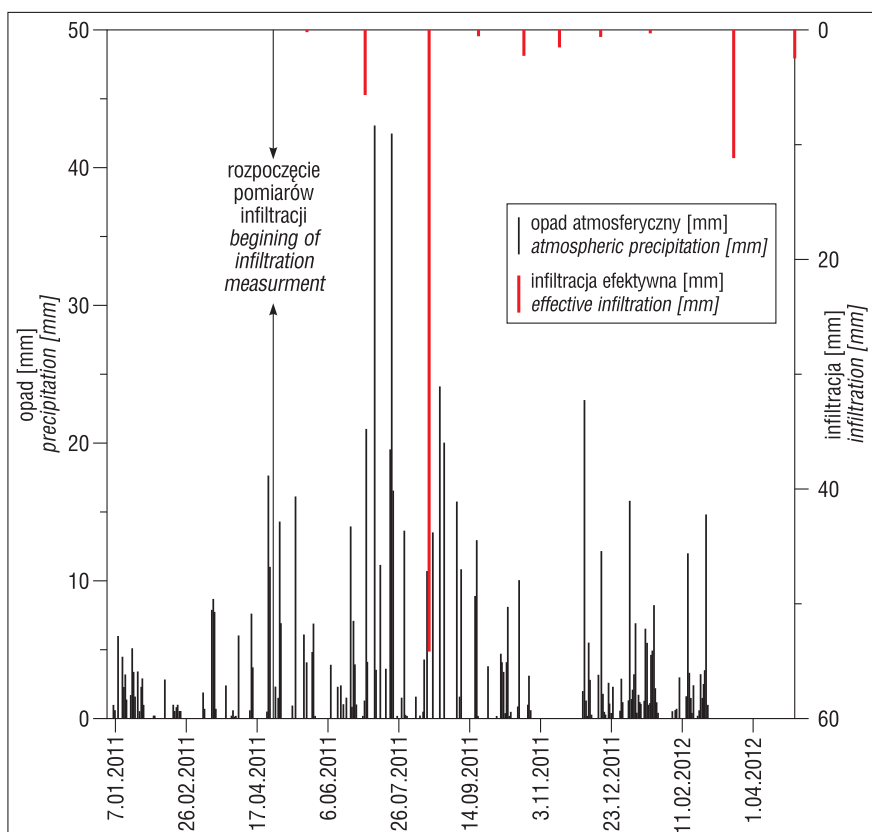
W okresie od lipca do sierpnia 2011 r. infiltrowało ponad 54 mm wody, przy opadach rzędu 200 mm. Niemniej jednak już w kolejnym rozpatrywanym okresie na przełomie sierpnia i września przy wysokości opadów 107,5 mm infiltrowało zaledwie 0,58 mm wody. Można to tłumaczyć stanem wilgotności gleb w okresie poprzedzającym głębszy transport strefy wilgoci jako efekt wysokiego parowania terenowego i transpiracji poprzez rośliny w tym okresie.

Czynnikami warunkującym infiltrację jest również opad inicjujący, czyli ilość wody jaka jest potrzebna, aby rozpoczęło się powolne przenikanie wody w głąb profilu. Zależy to od stopnia nasycenia strefy niepełnego nasycenia – aeracji (Tarka, 1997; Staško & Tarka, 2002). Jak wykazała autorzy opad inicjujący obejmuje zakres wartości od 30–50 mm. W tym celu określono wskaźnik infiltracji i

zestawiono podstawowe parametry meteorologiczne w tych okresach (tab. 1).

Najwyższy wskaźnik infiltracji odnotowano w okresie październik–listopad, infiltracja przekroczyła wówczas 30% wysokości opadów, co należy tłumaczyć wysokim stopniem nasycenia strefy aeracji. Również latem (w lipcu i sierpniu) zanotowano wysokie wartości wskaźnika infiltracji (27,15%) jako efekt wysokich miesięcznych sum opadowych – 199,1 mm. W okresie późniejszym, pomimo znacznych wysokości sum opadowych (107 mm) z powodu dużego parowania terenowego i transpiracji, wskaźnik infiltracji spadł do wartości 0,4%. Dopiero spadek średniej temperatury powietrza i wzrost wilgotności strefy aeracji we wrześniu wywołały wzrost pionowego przepływu nadmiaru wody.

Zasilanie wód podziemnych jest procesem ciągłym, niemniej jednak, jak wykazali Staško i Tarka (2002), zasadnicza odnowa ilościowa wód podziemnych ma charakter impulsowy i zachodzi w sezonach jesiennych i wiosennych. W warunkach niskich opadów rocznych (sum opadowych rzędu 450–500 mm) zasilanie może zachodzić jako pojedynczy impuls, tylko jeden w roku, co stwierdzano np. podczas obserwacji w lizymetrze na stacji pod Wrocławiem (Kajewski i in., 1989).



Ryc. 3. Korelacja wysokości opadów atmosferycznych i wielkości infiltracji efektywnej
Fig. 3. Correlation of the atmospheric precipitation and effective infiltration

Porównując wyniki badań z dotychczasowymi pracami prowadzonymi na lizymetrze w Lasocinie (Kraśnicki, 2010) można zauważyć znaczny spadek infiltracji oraz przesunięcie ilościowe infiltracji na okres letni, gdy wskaźnik infiltracji wynosi 14%. W poprzednich badaniach dominowała infiltracja w półroczu chłodnym ze wskaźnikiem infiltracji 26,4%, podczas gdy w 2011 r. stwierdzono wartość tego parametru 10%. Wyjaśnienie takiego stanu

związane jest ze zmianami sum opadów, ich rozkładem oraz wzrostem temperatur powietrza. Rok 2011 odbiegał od typowych wartości dla wielolecia. Przejawiało się to m.in. znacznie niższą sumą opadów w ciągu tego okresu, niezwykle suchą jesienią (wrzesień–listopad 2011) i wyższą o ponad 2° średnią temperaturą powietrza.

SKŁAD CHEMICZNY WÓD INFILTRUJĄCYCH

Opis składu chemicznego wód i dyskusję ich zmian przeprowadzono na podstawie opróbowania wód opadów, infiltrujących i wód powierzchniowych (tab. 2, ryc. 1). Próbkę opadów oznaczono symbolem O1, wody przesączające się symbolami L1-L4, natomiast próbki wód powierzchniowych z pobliskiego strumienia to symbole P1-P3. Opady atmosferyczne docierające na powierzchnię Gór Sowich mają charakter wód wodorowęglanowo-azotanowo-amonowych, natomiast wody przechwytywane w lizymetrze wykazały charakter azotanowo-siarczanowo-wodorowęglanowo-wapniowo-sodowy.

Szczegółowe zestawienie wyników analiz wód przedstawiono w tabeli 2.

Największe zmiany składu chemicznego wód infiltrujących w relacji do wód opadów atmosferycznych odnotowano w stężeniach i formach związków azotu. Zmniejszenie zawartości jonów NH_4^+ na rzecz NO_3^- jest wynikiem nityfikacji lub sorpcji jonów amonowych. Spadek

Tab. 2. Wyniki przeprowadzonych analiz chemicznych wody
Table 2. Results of the chemical analysis of water

Numer próby Sample number	Data poboru Date of sampling	Miejsce poboru Place	pH	PWE	Mineralizacja Mineralization	Kationy [mg/l] Cations [mg/l]					Aniony [mg/l] Anions [mg/l]				
				TDS μS/cm		mg/l	Na	NH ₄	K	Mg	Ca	HCO ₃	Cl	Br	NO ₃
L1	23.10.2011	lizymetr lysimeter	4,08	195,00	82,17	13,89	2,07	1,94	1,89	7,48	13,42	12,38	0	26,22	2,94
L2	16.12.2011	lizymetr lysimeter	4,01	63,00	72,54	18,38	–	2,56	1,39	7,04	12,20	15,81	–	7,87	7,29
L3	19.03.2012	lizymetr lysimeter	4,07	113,00	78,50	2,96	1,3	3,38	1,67	4,67	12,20	6,16	0,12	29,84	16,2
L4	01.05.2012	lizymetr lysimeter	5,22	80,00	58,31	3,04	0	0,93	1,13	6,41	12,2	4,32	0,01	19,33	10,94
O1	01.05.2012	opad precipitation	5,53	62,00	42,87	0	5,68	1,54	0,1	0,66	18,31	1,86	0	9,14	5,58
P1	24.10.2011	potok stream	5,42	114,10	71,72	12,87	–	1,32	2,42	9,64	28,07	2,09	–	1,36	13,95
P2	16.12.2011	potok stream	5,8	87,00	75,98	10,48	–	1,1	2,17	8,83	31,73	2,2	–	1,93	17,54
P3	19.03.2012	potok stream	4,98	94,00	69,88	6,5	–	0,82	1,79	6,74	18,31	1,78	0,11	9,19	24,64

zawartości HCO_3^- świadczy o obniżeniu zasadowości wody. Wzrost zawartości jonu Cl^- w lizymetrze może być efektem zwiększonej depozycji opadu suchego, co jest obserwowane w okresach jesienno-zimowych. Wzrost zawartości jonów Ca^{2+} oraz SO_4^{2-} tłumaczy się wietrzeniem minerałów skał osadowych (gipsów, anhydrytów), natomiast zwiększenie ilości jonów Mg^{2+} związane jest z wietrzeniem minerałów krystalicznych, np. oliwinów, piroksenów, amfiboli lub mik. Wyniki przeprowadzonych oznaczeń składu chemicznego wód wykazują podobne przemiany do opisywanych przez Porowską i Małeckiego (2009), a jednocześnie potwierdzają, że strefa aeracji jest przestrzenią znacznej aktywności procesów fizyko-chemicznych między roztworem a środowiskiem skalnym (Małecki i in., 2007).

PODSUMOWANIE

Zarówno badania wcześniejsze, jak i pomiary lizymetryczne z roku 2011/2012 na wybranych stanowiskach w Sudetach i ich przedpolu wykazały, że infiltracja jest zależna od wielkości opadów atmosferycznych. Jest jednocześnie zmienna zarówno w skali roku, jak i wieloletnia i zachodzi głównie w półroczu chłodnym (listopad–maj). Jej wzrost w okresie letnim nie zależy jedynie od ilości opadów atmosferycznych. Pomimo znacznie wyższych opadów w lecie infiltracja jest ograniczona na skutek wysokiego parowania terenowego i transpiracji roślin. Dopływ wód przesiąkających do warstwy wodonośnej zachodzi impulsowo po osiągnięciu pełnego nasycenia strefy aeracji. Latem na skutek wysokiej ewapotranspiracji zasilanie wód podziemnych wymaga opadu inicjującego o wielkości 30–50 mm, w zależności od stanu wilgotności strefy niepełnego nasycenia. Pomiary lizymetryczne w roku hydrologicznym 2011/2012 wykazały, że w relatywnie suchym roku przy opadach rocznych 596 mm w Górach Sowich infiltrowało 13% opadu (78,13 mm). Wody infiltrujące wykazują skład chemiczny typu azotanowo-siarczanowo-wodorowęglanowo-wapniowo-sodowego. W trakcie infiltracji mineralizacja wody wzrasta niemal dwukrotnie, zarówno na skutek parowania, jak i procesów rozpuszczania substancji. Wody wzbogacane są o jony Na^+ , Mg^{2+} , K^+ , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- oraz SO_4^{2-} . Następuje natomiast redukcja jonów HCO_3^- oraz NH_4^+ . Chemizm wody w potoku znajdującym swe źródła 200 m poniżej punktu badawczego jest zbliżony do chemizmu wody infiltrującej.

Autorzy pragną podziękować Recenzentom za ich cenne uwagi i komentarze, które pozwoliły na udoskonalenie ostatecznej wersji artykułu. Praca powstała w ramach badań statutowych Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego – projekt badawczy nr 1017/S/ING/13-11.

LITERATURA

- CHODACKI M. 2012 – Wielkość zasilania wód podziemnych na podstawie obserwacji lizymetrycznych w Górach Sowich. Praca magisterska. Archiwum Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- DĄBROWSKI S., PRZYBYŁEK J. & GÓRSKI J. 2007 – Subregion Warty nizinnej. Hydrogeologia regionalna Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 369–407.
- DE VRIES J.J. & SIMMERS I. 2002 – Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol. J.*, 10: 5–17.
- GURWIN J. 2000 – Model hydrogeodynamiczny systemu wodonośnego pradoliny Odry w rejonie Głogowa. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol. Mineral. LXX*, No 2215, Wrocław: 1–90.
- KAJEWSKI I. 2005 – Ocena elementów bilansu wodnego zlewni przy zastosowaniu modelu WetSpa. *Acta Univ. Wratisl., Hydrogeologia*, 2729: 69–80.
- KAJEWSKI I., KOWALSKI J. & MORYL A. 1989 – Ocena zagrożeń jakości wód podziemnych na terenach rolniczych na podstawie badań lizymetrycznych. *Pr. Nauk. Inst. Geotechniki Politechniki Wrocławskiej*, Wrocław: 425–430.
- KIEŁCZAWA J. 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1: 50 000, arkusz Dzierżoniów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KONDRACKI J. 2002 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- KRAŚNICKI S. 2010 – Wielkość infiltracji w strefie aeracji rozwiniętej na skałach krystalicznych Sudetów i Przedgórze Sudeckiego. *Prz. Geol.*, 58 (2): 146–153.
- KRYZA R. 1981 – Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. *Geol. Sud.*, 16 (1): 7–93.
- MAŁECKI J., POROWSKA D. & SZOSTAKIEWICZ M. 2007 – Charakterystyka hydrogeochemiczna wód podziemnych na stacji badawczej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego WPH, vol. XIII: 123–134.
- MICHALAK J. 2005 – Zwierciadło wody podziemnej jako metafora ontologiczna. *Wsp. Probl. Hydrogeol.*, 12: 25–34.
- PACZYŃSKI B. & SADURSKI A. (red.) 2007 – Hydrogeologia regionalna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PLECZYŃSKI J. 1981 – Odnawialność wód podziemnych. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- POROWSKA D. & MAŁECKI J. 2009 – Analiza czynników formujących skład chemiczny wód podziemnych na stacjach badawczych w Warszawie i Radostowie. *Biul. PIG*, 436: 379–386.
- SCANLON R.B., HEALY R.W. & COOK P.G. 2002 – Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.*, 10 (1): 18–39.
- STAŚKO S. 1996 – Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie badań wybranych obszarów Sudetów polskich. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol. Mineral.*, 53: 1–86.
- STAŚKO S. & TARKA R. 2002 – Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w masywie Śnieżnika. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol. Mineral.*, 2528: 1–86.
- STAŚKO S., TARKA R. & OLIHWER T. 2012 – Groundwater recharge evaluation based on the infiltration method. Chapter 16, *Groundwater Quality Sustainability*. International Association of Hydrogeology Selected papers, 17, CRC Press a Balkema Book: 189–197.
- STAŚKO S., TARKA R., OLIHWER T. & LUBCZYŃSKI M. 2010 – Groundwater recharge in mountainous terrains – case study from Sudeten Mountains in SW Poland. Chapter 28, *Global Groundwater Resources Management*. Scientific Publisher Jodhpur: 451–474.
- STAŚKO S. & WOJTKOWIAK A. 2004 – Występowanie i jakość wód podziemnych w skałach krystalicznych Sudetów na podstawie badań ujęć. *Prz. Geol.*, 52 (1): 69–75.
- TARKA R. 1997 – Zasilanie wód podziemnych w krystalicznych masywach górskich na przykładzie badań w masywie Śnieżnika. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol. Mineral.*, 56: 1–66.
- Praca wpłynęła do redakcji 5.08.2013 r.
Akceptowano do druku 24.10.2013 r.