

Ocena zasilania wód podziemnych na Pojezierzu Kaszubskim z zastosowaniem różnych metod i różnej skali opracowania

Beata Jaworska-Szulc¹

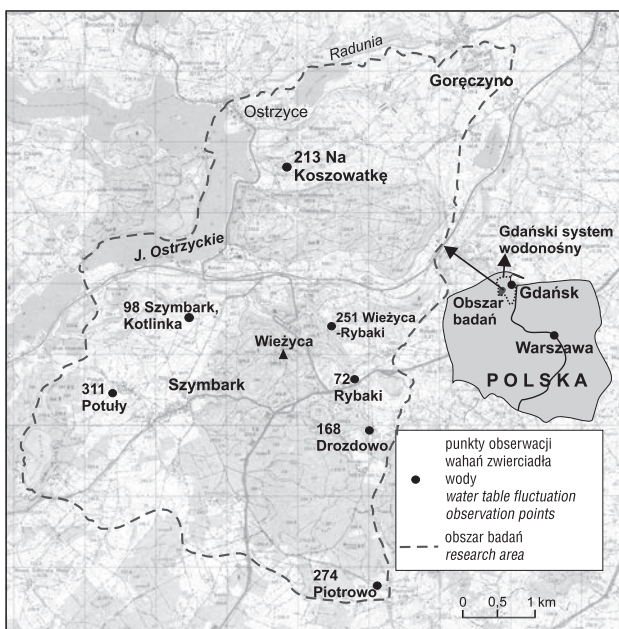
Groundwater recharge estimation in Kashubian Lake District different scales studies, comparison of methods. Prz. Geol., 63: 762–768.

Abstract. Groundwater recharge calculations were made during the study of Gdańsk aquifer system resources and detailed research of its recharge area, in the central part of the Kashubian Lake District. Recharge was determined using several methods: the climatic method, water table fluctuation (WTF), local and regional model calculation, infiltration rate method, and base flow analysis. There were analyzed both: the amount of measured and corrected precipitation.

Keywords: groundwater recharge, groundwater resources, water table fluctuation method, groundwater flow model

Przegląd najczęściej stosowanych metod określania zasilania infiltracyjnego przedstawiono w wielu opracowaniach. Za jedno z najważniejszych można uznać *Groundwater Recharge* (Lerner i in., 1990), *Estimating Groundwater Recharge* (Healy, 2010), a także artykuły wydrukowane w specjalnym wydaniu *Hydrogeology Journal* (nr 1/2002), poświęconym zasilaniu wód podziemnych (Scanlon & Cook, 2002; Scanlon i in., 2002; de Vries & Simmers, 2002). De Vries i Simmers (2002) podkreślają rolę pomiarów wahań zwierciadła wód podziemnych przy szacowaniu zasobów. Uważają, że obserwowanie w ten sposób reakcji warstwy wodonośnej na proces zasilania jest najlepszym sposobem na ocenę rzeczywistej ilości docierającej do niej wody. Wśród wielu standardowych me-

tod stosowanych do obliczeń zasilania wód podziemnych szczególnie znaczenie przypisuje się metodzie modelowania numerycznego (de Vries & Simmers, 2002; Scanlon i in., 2002; Stanford, 2002). Zwykle w modelach filtracji zasilanie, jako słabo rozpoznane, jest parametrem identyfikowanym w toku kalibracji. Tymczasem, jak zauważa Gurwin (2010), należy dążyć, żeby były to dane wejściowe wprowadzane jako wynik modelu bilansowego lub najlepiej jako wynik deterministycznego modelu przepływowego strefy nienasyconej. Konstrukcja takich modeli wymaga jednak użycia danych zmiennoczasowych. Zmienne w czasie modele zasilania wód podziemnych są najczęściej ograniczone do obliczeń na małej powierzchni (<100 m²) lub do jednowymiarowego (1-D) przepływu w płytkich przypowierzchniowych strefach (Scanlon i in., 2002). Dlatego ostateczna kalibracja wartości zasilania powinna się odbywać na trójwymiarowym modelu filtracji w strefie saturacji na podstawie danych o położeniu zwierciadła wód podziemnych w całym systemie wodonośnym (Gurwin, 2010). W badaniach regionalnych zwykle nie prowadzi się badań strefy nienasyconej, z tego względu najszersze zastosowanie mają metody określania infiltracji efektywnej opadów do pierwszego poziomu wodonośnego lub metody związane z określeniem zasilania podziemnego rzek (Herbich i in., 2013).



Ryc. 1. Granice obszaru badań w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego

Fig. 1. The research area in the central part of the Kashubian Lake District

OBSZAR BADAŃ

W artykule przedstawiono wyniki obliczeń zasilania wód podziemnych wykonane w ramach badań regionalnych gdańskiego systemu wodonośnego (Jaworska-Szulc, 2009) oraz badań szczegółowych, prowadzonych, na obszarze jego zasilania w latach 2010–2013, w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego, ryc. 1 (Jaworska-Szulc i in., 2012).

Pojezierze Kaszubskie jest najwyższą i najbardziej urozmaiconą pod względem morfologicznym częścią Niżu Środkowoeuropejskiego. Duże zróżnicowanie hipsometryczne, będące efektem nagromadzenia wielu warstw osadów kolejnych zlodowaceń oraz rozcięcia ich głębokimi rynnami, sprawia, że warunki występowania wód podziemnych są skomplikowane. Cykliczne procesy sedymentacji lodowcowej i wodnolodowcowej pozostawiły naprzemien-

¹ Katedra Geotechniki, Geologii i Budownictwa Morskiego, Wydział Inżynierii Lądowej i Środowiska, Politechnika Gdańska, ul. Narutowicza 11/12, 80-233 Gdańsk; bejaw@pg.gda.pl.

nie ułożone serie osadów przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych. W osadach czwartorzędu można zatem wydzielić kilka warstw wodonośnych. Na obszarze wysoczyzny morenowej występują powszechnie wody zawieszane, wypełniające piaszczyste przewarstwienia w glinie zwałowej, zwykle pozbawione więzi hydraulicznej z wodami głębszymi. Poniżej zalegają kolejne międzymorenowe serie osadów przepuszczalnych, tworzące poziomy wodonośne o większym zasięgu. W rynnach glacialnych głębsze poziomy wodonośne są nawiercane płytko pod powierzchnią terenu i stanowią tu pierwszy poziom użytkowy.

METODY OBLICZEŃ

Punktem wyjścia do oszacowania zasilania infiltracyjnego jest określenie rzeczywistej wysokości opadu. Jak podkreśla Jaworski (2004), metody pomiaru opadu atmosferycznego są obarczone różnego rodzaju błędami. Są to przede wszystkim błędy systematyczne, wynikające z cech przyrządu pomiarowego i stosowanej metody pomiaru, np. nie uwzględnia się strat opadu wynikających z zakłócenia pola wiatru nad deszczomierzem, strat opadu wywołanych zwilżeniem zbiorniczka i powierzchni recepcyjnej deszczomierza oraz parowania. Na skutek tych błędów nie mierzy się z reguły rzeczywistej wysokości opadu, lecz jedynie tzw. wskaźnik opadu, który jest mniejszy od wartości opadu skorygowanego (Jaworski, 2004). Opad skorygowany policzono na podstawie procentowej poprawki do opadów oszacowanych przez Chomicza (1976) dla obszarów położonych poniżej 250 m n.p.m. (tab. 1), ponieważ postępowanie meteorologiczne na obszarze badań są położone na rzędnych od 163 do 224 m n.p.m.

Zasilanie z infiltracji opadu w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego określono na podstawie metod klimatycznej i wskaźnikowej, a także oszacowania odpływu odziemnego oraz analizy wahań zwierciadła wód podziemnych. Wykorzystano również modele przepływu wód: model w skali regionalnej dla gdańskiego systemu wodonośnego o powierzchni 2800 km² (Jaworska-Szulc, 2009) oraz szczegółowy model w skali lokalnej dla centralnej części Pojezierza Kaszubskiego o powierzchni około 30 km².

Jedną z prostszych metod oceny zasilania wód podziemnych jest **metoda klimatyczna**, oparta na analizie rzeczywistego opadu atmosferycznego (skorygowanego) i parowania terenowego (Krogulec, 2004). Różnica między opadem a parowaniem określa wysokość zasilania. Metoda ta nie uwzględnia zmiennej litologii strefy aeracji, a jedynie czynnik klimatyczny.

Oszacowanie wysokości zasilania tą metodą wykonano dla danych ze stacji limnologicznej w Borucinie, z lat 1961–2000. Według Borowiaka i Barańczuka (2005) parowanie z powierzchni terenu wynosiło wówczas średnio 441 mm/rok. W tabeli 2 zestawiono oszacowane wartości zasilania infiltracyjnego dla średnich sum opadu oraz dla opadu skorygowanego. Uzyskane wartości wydają się być zawyżone w stosunku do uzyskanych innymi metodami, gdyż według obliczeń infiltruje średnio rocznie 34% opadu pomierzonego i 45% opadu skorygowanego.

Metoda wskaźnikowa jest szacunkową metodą oceny zasilania infiltracyjnego, jako iloczynu średniej wysokości opadu i wskaźnika infiltracji. Wartość wskaźnika infiltracji zwykle szacuje się na podstawie klasyfikacji zaproponowanej przez Pazdrę (1983) czy klasyfikacji Schneidera (Załuski, 1973). Przy czym wartości zasilania infiltracyjnego, wyznaczone na podstawie klasyfikacji zaproponowanej przez Pazdrę, są wyraźnie niższe niż obliczone przy zastosowaniu klasyfikacji Schneidera. W analizie zasilania infiltracyjnego na Pojezierzu Kaszubskim przyjęto klasyfikację Pazdry, gdyż na podstawie doświadczeń regionalnych, uznano za mało wiarygodne wskaźniki infiltracji proponowane przez Schneidera: dla piasków rzędu 55%, a dla ilów 20%. W klasyfikacji Pazdry brakuje z kolei wydzielenia pośredniego między infiltracją efektywną w piaskach drobnoziarnistych wynoszącą 20%, a zaledwie 5% w glinach i iltach. Doświadczenia z badań prowadzonych na obszarze gdańskiego systemu wodonośnego (Jaworska-Szulc, 2009) wskazują, że w przypadku glin morenowych przepuszczalność może być większa, w zależności od zawartości frakcji piaszczystej. Paczyński glinom piaszczystym przyporządkowuje wskaźnik infiltracji 15% (Załuski, 1973). Dla porównania, badania prowadzone na młodoglacjalnym obszarze w stanie Wisconsin (USA) wykazały, że w wyniku

Tab. 1. Średnie wysokości sum opadu w mm na stacji w Borucinie i Kościerzynie w okresie 1961–2000 oraz wskaźnik opadu skorygowanego

Table 1. Average measured precipitation in mm and corrected precipitation at the station in Borucino and Kościerzyna during 1961–2000

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
Wartość poprawki w % wg Chomicza (1976) dla obszarów < 250 m n.p.m. <i>Correction of precipitation in %, according to Chomicz (1976) for areas <250 m.a.s.l.</i>	27,7	26,8	26	23,1	19,7	16,4	14,1	15,1	18,6	20,9	22,0	25,0	21,3
Średni opad w Kościerzynie i Borucinie w latach 1961–2000 <i>Average precipitation in Kościerzyna and Borucino in 1961–2000 [mm]</i>	42,9	34,7	39,7	36,9	58,8	66,6	74,6	67,2	64,7	54,6	60,2	52,0	652,6
Wskaźnik opadu skorygowanego w Kościerzynie i Borucinie w latach 1961–2000 <i>Corrected precipitation in mm, in Kościerzyna and Borucino, 1961–2000</i>	54,7	43,9	50,0	45,4	70,3	77,5	85,1	77,3	76,7	66,0	73,4	65,0	785,3

Tab. 2. Wartość zasilania oszacowana na podstawie różnicy między opadem a parowaniem terenowym w Borucinie
Table 2. The estimated recharge based on the difference between precipitation and evaporation in Borucino

Okres Time	Średnie parowanie terenowe Average evapotranspiration (1961–2000) [mm]	Średnia suma opadu Average precipitation (1961–2000)[mm]	Zasilanie (% opadu) Recharge (%) of precipitation [mm]	Wskaźnik opadu skorygowanego Corrected precipitation (1961–2000) [mm]	Zasilanie (% opadu skorygowanego) Recharge (% of corrected precipitation) [mm]
Rok Year	441	668,8	227,8 (34)	804,9	363,9 (45,2)
V–X	337	393,0	59,0 (15)	460,5	126,5 (27,5)
XI–IV	104	275,8	172,4 (62,5)	344,4	241,0 (70)

infiltracji przez gliny morenowe średnio około 10% opadu zasilą wody podziemne (Cherkauer, 2004; Skalbeck i in., 2009). Na duże zróżnicowanie infiltracji efektywnej przez gliny morenowe zwracają także uwagę Scanlon i in. (2002). Dlatego dla morenowych osadów słabo przepuszczalnych, zawierających jednak domieszki frakcji piaszczystej, czyli glin piaszczystych i piasków gliniastych, przyjęto dodatkowe wydzielenie (w ramach klasyfikacji Pazdry, 1983) – infiltrację efektywną 12% (tab. 3).

Infiltrację opadu w centralnej części pojezierza Kaszubskiego określono metodą wskaźnikową na podstawie rozpoznania skał występujących na powierzchni przedstawionych na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski (SMGP) w skali 1 : 50 000 (Petelski & Moczulska, 1999) oraz na Mapie Hydrograficznej Polski. Na mapie tej, w skali 1 : 50 000, na podstawie map glebowych przepuszczalność gruntów zaklasyfikowano do sześciu klas przepuszczalności utworów powierzchniowych (Wytyczne techniczne GIS, 2005, tab. 3). Zdefiniowanie wskaźnika infiltracji na podstawie wydzieleni litologicznych SMGP dało średnią wartość zasilania infiltracyjnego w wysokości 23% opadu. Natomiast zastosowanie wydzieleni z Mapy Hydrograficznej Polski dało wartość zasilania 17,6% opadu. Otrzymane wyniki zweryfikowano na modelu przepływu wód podziemnych.

Obliczenia modelowe wykonane dla centralnej części pojezierza Kaszubskiego wykazały, że najmniejsze wartości błędów bezwzględnego modelu (różnica między zwierciadłem wody obserwowanym i obliczonym) uzyskano dla wydzieleni litologicznych SMGP i przy wartościach opadu uzyskanych z pomiarów, a nie na podstawie wskaźnika opadu skorygowanego. Stosowanie wartości tego wskaźnika skutkowało przeszacowaniem wartości infiltracji i wyższymi błędami modelu. Wynika to prawdopodobnie z tego, że wskaźniki infiltracji wg Pazdry (1983) są dostosowane do opadu pomierzonego, a nie skorygowanego. Dla danych z Mapy Hydrograficznej Polski uzyskano błąd średni bezwzględny wyższy o około 0,7 m. Wskaźniki określone na podstawie SMGP poddano kalibracji, zwiększając wartości infiltracji efektywnej na obszarach bezodpływowych, zwłaszcza bezodpływowych chłonnych, które są bardzo powszechne w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. Zasilanie wód podziemnych oszacowano na takich obszarach na 280 mm (Drwał, 1982) lub na 227 mm (Borowiak & Barańczuk, 2005). Według obliczeń modelowych infiltracja wynosi na obszarach bezodpływowych chłonnych maksymalnie 37% opadu, czyli do 240 mm. Po kalibracji modelu otrzymano ostatecznie średnią wartość zasilania na Pojezierzu Kaszubskim w wysokości 22,5% opadu pomierzonego (147 mm/rok).

Odpyływ podziemny jest często utożsamiany z infiltracją efektywną (Jokiel, 1994), wymaga to jednak przyjęcia założeń, że ruch wód podziemnych w kierunku miejsc drenażu odbywa się bez strat na parowanie. Szacunkowego określenia odpyływu podziemnego można dokonać, analizując przepływy charakterystyczne. Uznaje się, że średnie minima miesięczne (SNQ_m) odpowiadają, zgodnie z metodą Wundta (1953), odpływowi podziemnemu rzek (Załuski, 1973; Jokiel, 1994; Witczak i in., 2002; Herbich i in., 2013) i mogą być utożsamiane z infiltracją efektywną (Załuski, 1973). Natomiast średnie minima roczne (SNQ_r) reprezentują zasilanie długookresowe pochodzące z głębokich i stabilnych poziomów wodonośnych (Orsztynowicz 1979, Jokiel 1994), czy jak uważa Załuski (1973) – odpowiadają odpływowi „zawsze gruntowemu”, czyli występującemu w sytuacji, gdy nie zachodzi wpływ powierzchniowy, a opady atmosferyczne są zużywane jedynie na parowanie i alimentację wód podziemnych.

W tabeli 4 zestawiono oszacowane zasilanie infiltracyjne na podstawie wartości odpyływu podziemnego dla przekroju w Goręczynie na rzece Raduni. W celu obliczenia infiltracji efektywnej wyodrębniono z odpyływu podziemnego odpyływ pochodzący z poziomów wodonośnych dalekiego krążenia (SNQ_r), gdyż nie dotyczy on infiltracji do strefy aktywnej wymiany. Jak wykazała Piekarek-Jankowska (1979), analizując hydrogram odpyływu z przekroju wodowskazowego w Goręczynie, odpyływ podziemny jest większy niż infiltracja na obszarze zlewni. Podkreśla to związki jezior rynnowych w górnym biegu Raduni z głębokimi poziomami wodonośnymi, których zlewnie wykraczają poza powierzchniowy dział wodny i które są zasilane również poza jego zasięgiem. Wydzielenie z odpyływu podziemnego wód pochodzących z poziomów dalekiego krążenia wynika zatem ze specyfiki obszaru badań, gdzie w analizowanym górnym biegu Radunia przepływa przez kilka dużych jezior rynnowych. Oszacowane w ten sposób zasilanie z infiltracji opadu w wieloleciu 1966–2012 wynosi 121,6 mm i stanowi 18,3% opadu (15,1% opadu skorygowanego), natomiast w 2012 r., który należał do „wilgotnych” (Miętus, 2006), wzrosło do 35%.

Metoda fluktuacji zwierciadła wody (WTF – *water table fluctuation*) opiera się na założeniu, że w płytko zalegających warstwach wodonośnych, o zwierciadle swobodnym, wznoszenie zwierciadła wody jest związane z zasilaniem w wyniku infiltracji efektywnej opadu (Healy & Cook, 2002; Healy, 2010). Jest to bardzo prosta metoda, opisująca złożony i wieloczynnikowy proces, co jest jej główną zaletą i powodem jej częstego stosowania. Zazwyczaj stosuje się metodę fluktuacji zwierciadła wody wraz z innymi metodami, żeby zwiększyć wiarygodność uży-

Tab. 3. Wartość zasilania infiltracyjnego określona metodą wskaźnikową na podstawie SMGP oraz *Mapy Hydrograficznej Polski* w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego
Table 3. Groundwater recharge evaluation with the infiltration rate method based on the Detailed Geological Map and Hydrographic Map in the central part of the Kashubian Lake District

Wydzielenia litologiczne na SMGP 1 : 50 000, arkusz N-34-61-A <i>Lithology on the Detailed Geological Map 1 : 50 000</i>	Wskaźnik infiltracji wg Pazdry (1983) (* zmienione) <i>Effective infiltration coefficient according to Pazdro (1983) (* modified)</i>	Zasilanie infiltracyjne [mm/rok] (% opadu) <i>Recharge [mm/year] (% of precipitation)</i>	
		dla średniego opadu 652,6 mm for an average precipitation 652.6 mm	dla wskaźnika opadu skorygowanego 785,3 mm for corrected precipitation 785.3 mm
Piaski i żwiry wodnolodowcowe <i>Fluvioglacial sands and gravels</i>	0,3	150,7 (23,1%)	181,4 (23,1%)
Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej <i>Sands and gravels of crevice accumulation</i>	0,25		
Piaski i żwiry lodowcowe <i>Glacial sands and gravels</i>	0,25		
Gliny zwałowe <i>Tills</i>	0,12*		
Piaski humusowe, piaski i gliny deluwialne <i>Humic sands, deluvial sands and clays</i>	0,2		
Torfy <i>Peats</i>	0,12		
Wydzielenia litologiczne na Mapie Hydrograficznej Polski 1 : 50 000, arkusz N-34-61-A (Wytyczne techniczne GIS, 2005) <i>Lithology on the Hydrographic Map 1 : 50 000</i>	Wskaźnik infiltracji wg Pazdry (1983) (* zmienione) <i>Effective infiltration coefficient according to Pazdro (1983) (* modified)</i>	Zasilanie infiltracyjne (% opadu) [mm/rok] <i>Recharge (% of precipitation) [mm/year]</i>	
		dla średniego opadu 652,6 mm for an average precipitation 652.6 mm	dla wskaźnika opadu skorygowanego 785,3 mm for corrected precipita- tion 785.3 mm
1 klasa – grunty o łatwej przepuszczalności, ($k > 10^{-3}$ m/s), rumosze skalne, żwiry i pospółki <i>Class 1 – permeable rocks ($k > 10^{-3}$ m/s), rock rubble, gravels</i>	0,3	114,8 (17,6%)	138,1 (17,6%)
2 klasa – grunty o średniej przepuszczalności, (k od 10^{-3} do 10^{-5} m/s), piaski grubo- średnio- i drobnopziarniste <i>Class 2 – permeable rocks (k from 10^{-3} to 10^{-5} m/s), sands</i>	0,25		
3 klasa – grunty o słabej przepuszczalności (k od 10^{-5} do 10^{-8} m/s), piaski gliniaste, gliny, gliny piaszczyste, mułki <i>Class 3 – semi permeable rocks (k from 10^{-5} to 10^{-8} m/s), tills, silts</i>	0,12*		
4 klasa – grunty o zmiennej przepuszczalności, o współ- czynniku filtracji od 10^{-3} do 0 m/s, grunty organiczne, głównie torfy <i>Class 4 – rocks of variable permeability (k from 10^{-3} to 0 m/s), organic soils, mainly peat.</i>	0,12*		
5 klasa – grunty o różnicowanej przepuszczalności, grunty antropogeniczne, haldy, wysypiska śmieci itp. <i>Class 5 – land of varying permeability, anthropogenic land, dumps, etc.</i>	brak wydzieleni <i>do not occur</i>		
6 klasa – grunty o bardzo słabej przepuszczalności o współczynniku filtracji $< 10^{-8}$ m/s, obejmuje skały lite słabo uszczelnione, a także opoki, łupki ilaste i iły <i>Class 6 – rocks of very low permeability ($k < 10^{-8}$ m/s), slightly fissured rock, shales and clays</i>	0,05 brak wydzieleni <i>do not occur</i>		

skanych wyników (Kowalczyk, 2003; Krogulec, 2004; Jie i in., 2011; Yin i in., 2011; Callahan i in., 2012). Ze względu na zastosowane w tej metodzie uproszczenie, które polega na interpretacji wahań zwierciadła wód podziemnych jako procesu jednowymiarowego (Asmuth, 2012), nie powinna być ona wykorzystywana do obszarów, gdzie wody podziemne są zasilane również przez dopływy lateralne czy intensywnie drenowane. Na obszarze badań, w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego, wyodrębniono zatem kilka studni kopanych, w których prowadzono pomiary wahań zwierciadła wody (ryc. 1) spełniających te warunki. Cykliczne obserwacje w studniach kopanych prowadzono od maja 2011 do kwietnia 2013 r., oszacowanie infiltracji efektywnej metodą WTF przeprowadzono dla 2012 r. ze

względem na pełen cykl pomiarów od stycznia do grudnia. W poszczególnych studniach wyodrębniono okresy wzniosu zwierciadła wody i na tej podstawie obliczono wartość zasilania (tab. 5).

Obliczenia infiltracji (R) w okresie przyrostu stanów wód wykonano według wzoru:

$$R = S \cdot \frac{\Delta H}{\Delta t}$$

gdzie:

ΔH – różnica położenia zwierciadła wody w okresie wzniosu w czasie Δt

S – współczynnikiem odsączalności skał (Healy & Cook, 2002). Wartości współczynnika odsączalności przyjęto na

Tab. 4. Oszacowanie odpływu podziemnego i zasilania infiltracyjnego na podstawie analizy przebiegów charakterystycznych w Goręczynie (* dla opadu skorygowanego)**Table 4.** Groundwater recharge and base flow evaluation based on hydrographs analysis in Goręczyno (* for corrected precipitation)

Przebiegi charakterystyczne <i>Characteristic river flows</i>		Przebieg w okresie 1966–2012 <i>Characteristic river flows in 1966–2012</i> [m ³ /s]	Pow. zlewni <i>Catchment area</i> [km ²]	Odpływ [mm/rok] <i>Base flow</i> [mm/year]	Uwagi <i>Comments</i>	Średnia suma opadu w okresie 1966–2012 w Kościerzynie <i>Average precipitation in Kościerzyna (1966–2012)</i> [mm]	Zasilanie infiltracyjne % opadu <i>Recharge % of precipitation</i>	
SNQ _m		2,25	210	337,9	Odpływ podziemny <i>Base flow</i>	663 (804,2)*	51 (42)*	
SNQ _r		1,44		216,2	Zasilanie z poz. dalekiego krążenia <i>From deep aquifers</i>		32,6 (26,9)*	
Zasilanie infiltracyjne [mm/rok] <i>Recharge</i> [mm/year]	1966–2012	SNQ _m – SNQ _r = 337,9 – 216,2 = 121,6 mm/rok						18,3 (15,1)*
	2012	SNQ _m – SNQ _r = 3,34 m ³ /s – 1,66 m ³ /s = 501,6 mm/rok – 249,3 mm/rok = 252,3 mm/rok średnia suma opadu/ <i>average precipitation</i> 2012 = 724 mm						34,8 (28,7)*

Tab. 5. Oszacowanie infiltracji efektywnej metodą WTF dla 2012 r.**Table 5.** Groundwater recharge evaluation based on water table fluctuation method, in 2012

Nr punktu, lokalizacja <i>No point, location</i>	Warunki hydrogeologiczne <i>Hydrogeological conditions</i>	Współczynnik odsączalności S <i>Storage coefficient S</i>	Wznios zw. wody <i>Water level rise</i> ΔH [m]	Czas wzniosu [dni] <i>Time of water level rise</i> [days]	Infiltracja w okresie wzniosu [mm] <i>Recharge during water level rise</i>	Infiltracja roczna [mm] <i>Annual infiltration</i>	Suma opadu w 2012 r. <i>Precipitation in 2012</i> [mm]	Wskaźnik infiltracji efektywnej [%] <i>Effective infiltration coefficient</i> [%]			
72 Rybaki	lokalna warstwa wodonośna na morenie dennej <i>local aquifer in moraine sediments</i>	0,11	0,87	68	95,7	147,4	724 (wartość średnia ze stacji Borucino, Ostrzyce i Kościerzyna w 2012 r.) <i>(average value in Borucino, Ostrzyce and Kościerzyna station in 2012)</i>	20,4			
			0,10	29	11,0						
			0,37	31	40,7						
			0,28	63	47,6						
98 Szymbark Kotlinka	lokalna warstwa wodonośna na morenie dennej <i>local aquifer in moraine sediments</i>	0,11	0,49	29	53,9	283,8		724 (wartość średnia ze stacji Borucino, Ostrzyce i Kościerzyna w 2012 r.) <i>(average value in Borucino, Ostrzyce and Kościerzyna station in 2012)</i>	39,2		
			0,47	34	51,7						
			1,62	35	178,2						
			0,97	64	106,7						
168 Drozdowo	lokalna warstwa wodonośna w osadach sandru <i>local aquifer in outwash sediments</i>	0,18	0,17	43	30,6	124,2			724 (wartość średnia ze stacji Borucino, Ostrzyce i Kościerzyna w 2012 r.) <i>(average value in Borucino, Ostrzyce and Kościerzyna station in 2012)</i>	17,2	
			0,38	58	68,4						
			0,14	64	25,2						
213 Na Koszowatkę	lokalna warstwa wodonośna na morenie dennej <i>local aquifer in moraine sediments</i>	0,11	0,40	43	44,0	82,5	724 (wartość średnia ze stacji Borucino, Ostrzyce i Kościerzyna w 2012 r.) <i>(average value in Borucino, Ostrzyce and Kościerzyna station in 2012)</i>			11,4	
			0,18	58	19,8						
			0,17	64	18,7						
			0,93	38	158,1						
			0,64	93	108,8						
251 Wieżycyca- Rybaki	niewielkie przewarstwienie wodonośne na morenie dennej <i>local aquifer in moraine sediments</i>	0,11	0,40	84	44,0	42,9		724 (wartość średnia ze stacji Borucino, Ostrzyce i Kościerzyna w 2012 r.) <i>(average value in Borucino, Ostrzyce and Kościerzyna station in 2012)</i>		5,9	
			0,01	31	1,1						
274 Piotrowo	lokalna warstwa wodonośna w osadach sandru <i>local aquifer in outwash sediments</i>	0,18	0,19	21	34,2	100,8			724 (wartość średnia ze stacji Borucino, Ostrzyce i Kościerzyna w 2012 r.) <i>(average value in Borucino, Ostrzyce and Kościerzyna station in 2012)</i>	13,9	
			0,20	29	36,0						
			0,17	30	30,6						
311 Potuły	lokalna warstwa wodonośna na morenie dennej <i>local aquifer in moraine sediments</i>	0,11	0,75	29	82,5	140,8	724 (wartość średnia ze stacji Borucino, Ostrzyce i Kościerzyna w 2012 r.) <i>(average value in Borucino, Ostrzyce and Kościerzyna station in 2012)</i>			19,5	
			0,11	39	12,1						
			0,64	31	70,4						
Średnia infiltracja/ <i>mean infiltration</i>						131,8					18,2

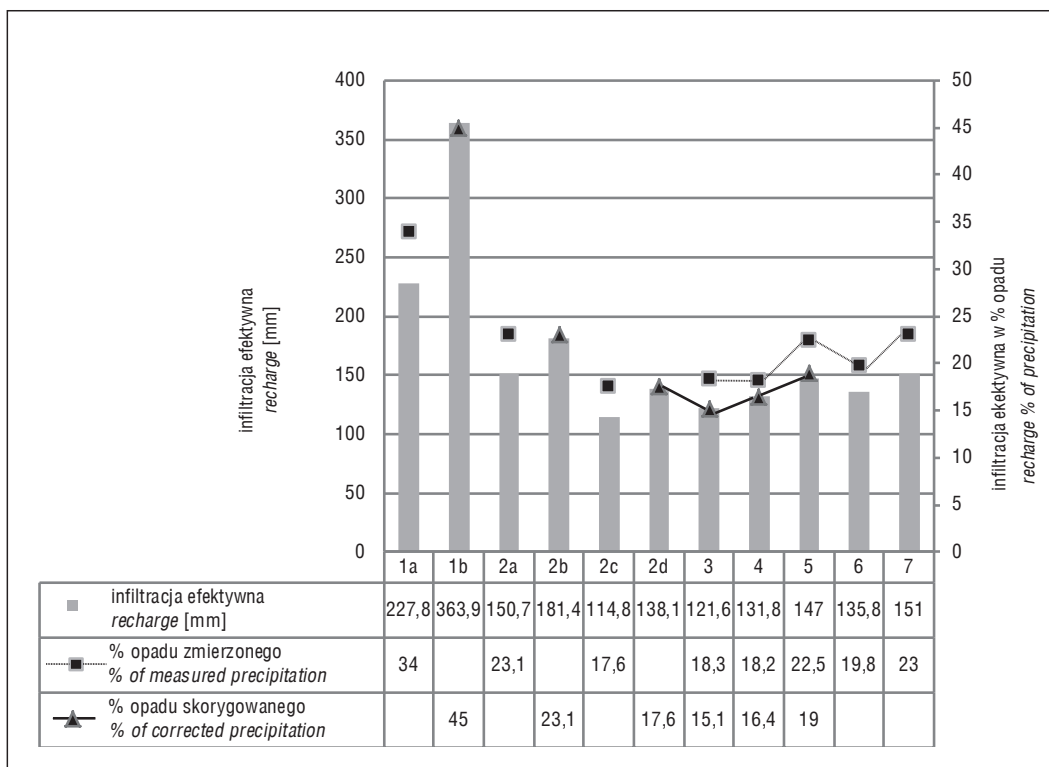
podstawie badań regionalnych (Piekarek-Jankowska, 1979), rozpoznania geologicznego (Petelski & Moczulska, 1999) oraz analizy litologii osadów i wartości współczynników filtracji w sąsiedztwie płytkich studni wierconych. W efekcie przyjęto dla przewarstwień wodonośnych w morenie dennej współczynnik odsączalności 0,11, warstwy te bowiem zwykle występują w piaskach gliniastych, natomiast dla płytkich, lokalnych poziomów wodonośnych wstępujących w osadach sandru przyjęto współczynnik 0,18.

W ten sposób, odnosząc obliczone roczne wielkości infiltracji do średniego opadu, uzyskano średni wskaźnik infiltracji efektywnej 18,2%. W przewarstwieniach wodonośnych w obrębie moreny dennej uzyskano szeroki przedział wartości współczynnika infiltracji 5,9–39,2%, a w lokalnych warstwach wodonośnych na sandrze – w zakresie 13,9–17,2%. Uzyskane wyniki należy traktować jako orientacyjne, raczej zawyżone, z kilku względów, przede wszystkim dlatego, że 2012 r. był rokiem „wilgotnym” o ekstremalnie wilgotnym czerwcu i lipcu (Miętus, 2006), co przyczyniło się do znacznej infiltracji opadu nawet w lecie. Na błąd obliczeń może mieć również wpływ oszacowana wartość wskaźnika odsączalności. Z drugiej strony, jak zauważa Kowalczyk (2003), wskaźniki uzyska-

ne metodą WTF mogą być nieco zaniżone, ponieważ w niektórych okresach recesji zwierciadła wody występują również opady, które powodują jego nieznaczny wznios lub wolniejsze opadanie.

PODSUMOWANIE

Porównanie oszacowanej różnymi metodami wysokości zasilania w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego z infiltracji efektywnej opadu wykazuje zbieżność wyników obliczeń (ryc. 2). Jedynie metoda klimatyczna dała wyraźnie zawyżone wartości, co wynika z założenia przyjętego w tej metodzie, że infiltrowuje cała suma opadu, która nie podlega procesowi parowania. Metoda wskaźnikowa została zweryfikowana na lokalnym modelu centralnej części Pojezierza Kaszubskiego, najniższe wartości błędu modelu uzyskano przy zastosowaniu tej metody z uwzględnieniem wydzielen litologicznych ze SMGP i przy wartościach opadu z pomiarów, a nie wskaźnika opadu skorygowanego. Stosowanie wartości wskaźnika opadu skorygowanego skutkowało przeszacowaniem wartości infiltracji i wyższymi błędami modelu. Zastosowanie z kolei wydzielen litologicznych z Mapy Hydrograficznej Polski na podstawie map



Ryc. 1. Wartość rocznego zasilania infiltracyjnego na Pojezierzu Kaszubskim oszacowana różnymi metodami

1–6 – w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego: 1 – metoda klimatyczna a) dla opadu zmierzonego, b) dla opadu skorygowanego; 2 – metoda wskaźnikowa a i b na podstawie SMGP (1 : 50 000), gdzie: a) dla opadu zmierzonego, b) dla opadu skorygowanego, c i d na podstawie Mapy Hydrograficznej Polski, gdzie: c) dla opadu zmierzonego, d) dla opadu skorygowanego; 3 – metoda oszacowania odpływu podziemnego; 4 – metoda wahań zwierciadła wody; 5 – na podstawie badań modelowych; 6 – średnia infiltracja w gdańskim systemie wodonośnym (Jaworska-Szulc, 2009); 7 – średnia infiltracja w strefie zasilania gdańskiego systemu wodonośnego (Jaworska-Szulc, 2009)

Fig. 1. The annual recharge in the Kashubian Lake District estimated using various methods

1–6 – in the central part of the Kashubian Lake District: 1 – climate method a) for measured precipitation, b) for corrected precipitation; 2 – infiltration rate method a and b based on the Detailed Geological Map (1 : 50 000), where: a) for measured precipitation, b) for corrected precipitation, c and d based on Hydrographic Map, where: c) for measured precipitation, d) for corrected precipitation; 3 – base flow analysis; 4 – water table fluctuation method; 5 – groundwater flow model calculation; 6 – average recharge in Gdansk aquifer system (Jaworska-Szulc, 2009); 7 – average recharge in the recharge area of Gdansk aquifer system (Jaworska-Szulc, 2009)

glebowych, dało wyniki infiltracji zaniżone i również wysokie błędy modelu. Warto zauważyć, że w innych badaniach, prowadzonych z kolei na Dolnym Śląsku (Staśko i in., 2013), nie zaobserwowano istotnej różnicy w infiltracji obliczonej na podstawie map glebowych i map geologicznych. Na podstawie metody wskaźnikowej można przyjąć, że na obszarze badań infiltruje średnio około 150 mm/rok, co stanowi ponad 23% opadu zmierzonego i 19% wskaźnika opadu skorygowanego. Stosunkowo wysoka wartość infiltracji wynika z tego, że ponad 40% powierzchni rozpatrywanego obszaru zajmują obszary bezodpływowe, w większości są to obszary bezodpływowe chłonne, gdzie dochodzi do koncentracji infiltracji w centrum ich zagłębień. Wyniki obliczeń modelowych dały podobne wyniki do metody wskaźnikowej, gdyż tę metodę wskaźnikową wykorzystano do zadania wartości początkowej zasilania. Po kalibracji modelu otrzymano ostatecznie wartość zasilania w wysokości 22,5% opadu (147 mm/rok).

Oszacowane zasilanie z infiltracji opadu w skali regionalnej dla całego gdańskiego systemu wodonośnego jest nieco niższe (135,8 mm/rok – 19,8% średniego opadu zmierzonego, Jaworska-Szulc, 2009), ponieważ system ten obejmuje zarówno strefę zasilania, tranzytu, jak i drenażu wód podziemnych. W wyodrębnionej strefie zasilania gdańskiego systemu wodonośnego otrzymano na modelu regionalnym wartość zasilania 15 l/rok (Jaworska-Szulc, 2009), co stanowi około 23% średniego opadu zmierzonego (ryc. 2).

Metoda oszacowania odpływu podziemnego i analiza wahań zwierciadła wody dały praktycznie identyczne średnie wartości zasilania, około 18%. Wydają się one być jednak nieco zaniżone. W przypadku odpływu podziemnego zasilanie dotyczy całej zlewni do przekroju w Goręczynie, a więc obszaru o znacznie mniejszym udziale obszarów bezodpływowych chłonnych niż badany obszar. Natomiast w metodzie wahań zwierciadła wody otrzymano wyniki w zakresie 6% do blisko 40%, w zależności od lokalnych warunków hydrogeologicznych i przepuszczalności osadów na powierzchni.

LITERATURA

- ASMUTH J.R. 2012 – Groundwater System Identification, through Time Series Analysis. PhD thesis. Delft University of Technology.
- BOROWIAK D. & BARAŃCZUK J. 2005 – Funkcje hydrologiczne jezior. [W:] Lange W. (red.), Jeziora górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie. Uniw. Gdański, Kat. Limnologii, Gdańsk: 215–231.
- CALLAHAN T.J., VULAVA V.M., PASSARELLO M.C. & GARRETT C.G., 2012 – Estimating groundwater recharge in lowland watersheds. *Hydrol. Proc.*, 26: 2845–2855.
- CHERKAUER D.S. 2004 – Quantifying ground water recharge at multiple scales using PRMS and GIS. *Ground Water*, 42 (1): 97–110.
- CHOMICZ K. 1976 – Opady rzeczyste w Polsce (1931–1960). *Prz. Geof.*, 29 (1): 19–25.
- de VRIES J.J. & SIMMERS I. 2002 – Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeol. J.*, 10: 5–17.
- DRWAL J. 1982 – Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych. *Rozprawy i Monografie nr 33*. Wydaw. Uniw. Gdańskiego, Gdańsk: 130.
- GURWIN J. 2010 – Ocena odnawialności struktur wodonośnych bloku przedsudeckiego. Integracja danych monitoringowych i GIS/RS z numerycznymi modelami filtracji. *Acta Univ. Wratisl.*, 3258, U.Wr., s. 218.
- HEALY R.W. & COOK P.G. 2002 – Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology J.*, 10: 91–109.
- HEALY R.W. 2010 – Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press.
- HERBICH P., KAPUŚCIŃSKI J., NOWICKI K. & RODZIOCH A. 2013 – Metodyka określania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w obszarach bilansowych z uwzględnieniem potrzeb jednolitych bilansów wodnospodarczych. *Poradnik metodyczny*. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- JAWORSKI J. 2004 – Parowanie w cyklu hydrologicznym zlewni rzecznych. *Polskie Tow. Geof.*, Warszawa.
- JAWORSKA-SZULC B. 2009 – Groundwater flow modelling of multi-aquifer systems for regional resources evaluation: the Gdansk hydrogeological system, Poland. *Hydrogeol. J.*, 17: 1521–1542.
- JAWORSKA-SZULC B., PRUSZKOWSKA-CACERES M. & PRZEWŁÓCKA M. 2012 – Wody podziemne wzgórz szymbarskich i ich powierzchniowe przejawy. *Inżynieria Morska i Geotechnika*, 5: 604–610.
- JIE Z., BENDEL D. & BARTHEL R. 2011 – Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations. *Hydrogeol. J.*, 19: 1487–1502.
- JOKIEL P. 1994 – Zasoby odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 66–67.
- KOWALCZYK A. 2003 – Formowanie się zasobów wód podziemnych w utworach węglanowych triasu śląsko-krakowskiego w warunkach antropopresji. *Pr. Nauk. UŚ w Katowicach*, 2152.
- KROGULEC E. 2004 – Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej na podstawie przesłanek hydrodynamicznych. *Wydaw. UW, Warszawa*.
- LERNER D.N., ISSAR A.S. & SIMMERS I. 1990 – Groundwater recharge a guide to understanding and estimating natural recharge. *International Association of Hydrogeologists*, Kenilworth, Rep 8.
- MIĘTUS M. (red.) 2006 – Klimat rynny Jezior Raduńskich. *Inst. Meteorol. Gospod. Wodnej, Warszawa*.
- ORSZTYNOWICZ J. 1979 – Metody wyznaczania odpływu podziemnego na podstawie odpływu akumulacyjnego ze zlewni. *Prz. Geof.*, 3–4.
- PAZDRO Z. 1983 – Hydrogeologia ogólna. *Wydaw. Geol.*, Warszawa.
- PETELSKI K. & MOCZULSKA G. 1999 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Egiertowo (53) N-34-61A. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- PIEKAREK-JANKOWSKA H., 1979 – Związki wód podziemnych z jeziorami rynnowymi górnego dorzecza Raduni. *Rozprawa doktorska*. Uniw. Gdański, Wydz. Biologii, Geografii i Oceanografii, Gdańsk.
- SCANLON B.R. & COOK P.G. 2002 – Theme issue on groundwater recharge. *Hydrogeol. J.*, 10: 3–4.
- SCANLON B.R., HEALY R.W. & COOK P.G. 2002 – Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.*, 10: 18–39.
- SKALBECK J.D., REED M., HUNT R.J. & LAMBERT J.D. 2009 – Relating groundwater to seasonal wetlands in southeastern Wisconsin, USA. *Hydrogeology J.*, 17: 215–228.
- STANFORD W. 2002 – Recharge and groundwater models: an overview. *Hydrogeology J.*, 10: 110–120.
- STAŚKO S., TARKA R. & OLICHWER T. 2013 – Groundwater recharge evaluation based on the infiltration method. [W:] *Groundwater quality sustainability*. IAH Selected papers on hydrogeology, 17: 189–198. *Taylor & Francis Group*. London, UK.
- WITCZAK S.L., PRAŻAK J. & ŻUREK A. 2002 – Wody podziemne i powierzchniowe jako niepodzielny zasób środowiska wodnego. *Materiały XIV Konferencji z cyklu Problemy wykorzystywania wód podziemnych w gospodarce komunalnej*, pt. „Gospodarowanie zasobami wód podziemnych”. Częstochowa: 19–28.
- WUNDT W. 1953 – *Gewasserkunde Berlin – Gottingen Heidelberg*.
- WYTYCZNE TECHNICZNE GIS 2005 – Mapa Hydrograficzna Polski skala 1 : 50 000, w formie analogowej i numerycznej. *Główny Urząd Geodezji i Kartografii, Warszawa*.
- YIN L., HUANG J., DONG J., WANG X. & LI H. 2011 – Groundwater recharge estimation in the Ordos Plateau, China: comparison of methods. *Hydrogeol. J.*, 19: 1563–1575.
- ZAŁUSKI M. 1973 – Odnawialność wód podziemnych w świetle wybranych elementów i obliczeń bilansowych. *Biul. Inst. Geol.*, 277.