

OCENA WIELKOŚCI ZASILANIA PRZYPOWIERZCHNIOWEGO POZIOMU WODONOŚNEGO W ZLEWNI OSOWNICY (DORZECZE LIWCA) NA PODSTAWIE WYNIKÓW BADAŃ MODELOWYCH

ASSESSMENT OF THE RECHARGE VALUE OF SHALLOW AQUIFER IN OSOWNICA CATCHMENT (LIWIEC BASIN) BASED ON MODELLING RESEARCH RESULTS

SEBASTIAN ZABŁOCKI¹

Abstrakt. W artykule przedstawiono wyniki modelowania przepływu wód podziemnych, którego głównym celem było określenie wielkości zasilania infiltracyjnego przypowierzchniowego poziomu wodonośnego. Zadanie to zostało zrealizowane dzięki rozpoznaniu systemu hydrogeologicznego opartego na własnym monitoringu stanów wód podziemnych i powierzchniowych prowadzonym w latach 2007–2011. Wielkość zasilania uzyskana na modelu hydrodynamicznym, w przeciwieństwie do wyników metody wskaźnikowej określania zasilania, stanowi wiarygodny element bilansu wodnego, wyznaczonego dla filtracji ustalonej (średni stan roczny). Średnia wielkość zasilania określona dla obszaru badań to 96 mm/rok, przy czym otrzymane przedziały zasilania są znacznie zróżnicowane przestrzennie, a ich układ skutkuje dwudzielną obszarową, nawiązującą do jednostek geologiczno-geomorfologicznych.

Słowa kluczowe: zasilanie infiltracyjne, modelowanie przepływu wód podziemnych, wysoczyzna, lokalne strefy drenażu, przypowierzchniowy poziom wodonośny.

Abstract. The article presents the results of groundwater flow modelling, which the main aim was an assessment of infiltration recharge value of shallow aquifer. The task was realized through recognition of hydrogeological system on the basis of own groundwater and surface water level monitoring, conducted in the years 2007–2011. Recharge values calculated on hydrodynamic model, against index method of recharge estimation, are reliable element of water balance for steady-state filtration (average year state). Mean value of recharge in the study area is 96 mm/year. Spatial arrangement of recharge values refers to two geological and geomorphologic units.

Key words: infiltration recharge, groundwater flow modelling, upland unit, local drainage zones, shallow aquifer.

WSTĘP

Obiektem badań modelowych był, położony około 60 km na wschód od Warszawy, fragment obszaru zlewni Osownicy o powierzchni 76,8 km². Teren jest zaliczany do dwóch jednostek geomorfologicznych: Wysoczyzny Kałuszyńskiej i Równiny Wołomińskiej (fig. 1). Ocena wielkości zasilania

płytko występujących wód podziemnych na terenach wysoczyzn jest trudna z uwagi na występowanie wychodni zwietrzałych i przemytych glin zwałowych, które cechują się zróżnicowanymi zdolnościami do przewodzenia wody, zwłaszcza w obrębie strefy aeracji i saturacji (Iqbal, 2000; Scanlon i in.,

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: s.zablocki@uw.edu.pl

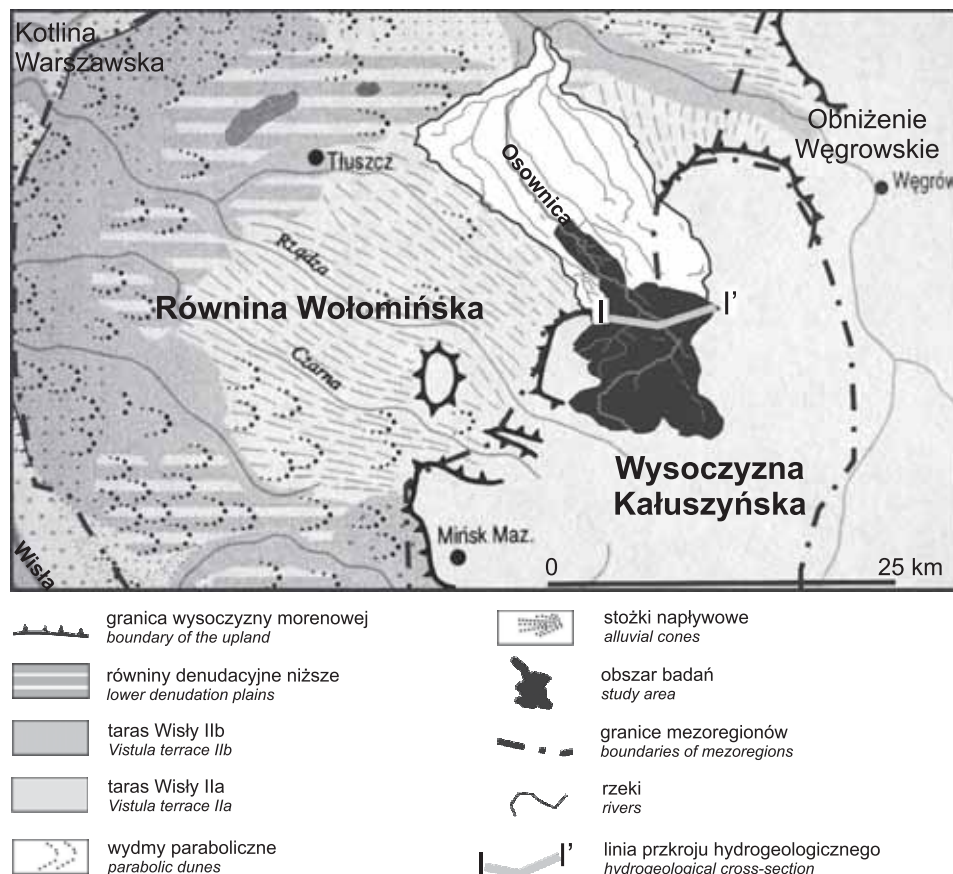


Fig. 1. Lokalizacja terenu badań na tle szkicu geomorfologicznego (Kondracki, 2002, zmieniony)

Geomorphological scheme of the study area
(Kondracki, 2002, modified)

2002). Uproszczenia dotyczące jednorodności granulometrycznej osadów, rozkładu zasilania w ich obrębie i pominięcie zróżnicowania stopnia zwietrzenia tych utworów wraz ze wzrostem głębokości, przy ocenie wielkości zasilania metodami wskaźnikowymi w skali zlewni, prowadzą do znacznej rozbieżności wyników końcowych.

Zastosowana w pierwszym etapie ocena wielkości zasilania przypowierzchniowego poziomu wodonośnego zmienioną metodą wskaźnikową Pazdry (Pazdro, Kozerski, 1990)

była oparta na danych dotyczących wykształcenia litologicznego strefy aeracji (mapy geologiczne oraz mapy glebowo-rolnicze, weryfikowane obserwacjami w terenie). Przy szacowaniu zasilania użyto tej samej wielkości opadu atmosferycznego, określonego podczas badań własnych w 2007 r. na 731 mm. Uzyskano średnie zasilanie dla obszaru badań w przedziale od 108 do 188 mm/rok (tab. 1). W drugim etapie oceny wielkości zasilania zdecydowano o zastosowaniu numerycznego modelu przepływu.

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

Warunki hydrogeologiczne na obszarze badań są zróżnicowane. Najmniej skomplikowane występują na północy terenu poza strefą deformacji glaciektonicznych (Nowak, 1971). W południowej części obszaru deformacje te powodują występowanie izolowanych warstw wodonośnych na różnych rzędnych. Czwartorzędowe piętro wodonośne jest reprezentowane przez przypowierzchniowy poziom wodonośny będący głównym obiektem badań modelowych oraz przez dwa poziomy międzymorenowe.

Przypowierzchniowy poziom wodonośny jest wykształcony w sposób nieciągły. Nieciągłość ta, głównie w środkowej części obszaru, jest skutkiem występowania na powierzchni 28,7 km² (37,4% terenu) glin zwałowych lub ilów mio-pliocenicznych. Na pozostałym obszarze poziom występuje w piaskach fluwioglacjalnych o różnej granulacji, leżących na glinach zwałowych zlodowacenia warty – 31,18 km² (40,6%), a w obrębie dolin cieków okresowych i stałych – w utworach aluwialnych: piaskach humusowych,

Tabela 1

Wielkość zasilania infiltracyjnego oszacowana na podstawie różnych danych wejściowych
Value of infiltration recharge estimated on the basis of different input data

Wydzielenia	Powierzchnia [km ²]	Wskaźnik infiltracji [-]	Zasilanie infiltracyjne [mm/r]
Mapa geologiczna, skala 1:25 000			
Gliny zwałowe, ility mio-pliocenu, ility zastoiskowe	35,90	0,05	37
Piaski i gliny deluwialne	6,74	0,10	73
Utwory eluwialne, lodowcowe, morenowe, piaski humusowe, namuły, torfy	9,17	0,15	110
Piaski i żwiry rzeczne	0,35	0,20	146
Piaski eoliczne i wydymowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne	24,67	0,30	219
Suma:	76,8	średnia:	108
Typ podłoża, mapa glebowo-rolnicza, skala 1:25 000			
Gliny lekkie, gliny średnie	1,58	0,05	37
Namuły torfiaste, namuły, torfy	0,58	0,15	110
Piaski gliniaste lekkie	27,48	0,20	146
Piaski gliniaste mocne	12,97	0,20	146
Piaski luźne	34,23	0,30	219
Suma:	76,8	średnia:	176
Typy gleb, mapa glebowo-rolnicza, skala 1:25 000			
A – gleby bielcowe i pseudobielcowe	47,59	0,30	219
B, Bd, Bw – gleby brunatne	23,04	0,20	146
D, Dd, Dz – czarne ziemie	2,75	0,05	37
E, M, T – gleby torfowo-mułowe, gleby murszowate, torfowe	2,12	0,15	110
F – mady	1,35	0,30	219
Suma:	76,8	średnia:	188

piaskach i żwirach rzecznych, torfach i namulach torfiastych (fig. 2). Zmienność litologiczna warstwy wodonośnej jest widoczna przy analizie rozkładu wartości współczynnika filtracji strefy saturacji. Wartości, określone metodami laboratoryjnymi (badania metodą uniwersalnego permeometru kolumnowego UPK-99), zawierają się w przedziale od 0,46 do 14,41 m/d. Najniższy współczynnik filtracji określono dla przemytych glin zwałowych (0,46–2,19 m/d). Wartości współczynnika filtracji powyżej 8 m/d obejmują obszary o powierzchni tylko ok. 9 km² (12%). Średnia głębokość do zwierciadła wód podziemnych przypowierzchniowego poziomu wodonośnego, opracowana na podstawie obserwacji stanów wód w latach 2007–2011 w wybranych studniach i piezometrach, kształtuje się w zakresie od 0–1 m w dolinach, do 23 m w południowej części obszaru badań. Zwierciadło w przedziale głębokości 0–1 m występuje na powierzchni 3,55 km² (4,6%). Przedziały głębokości: 1–3, 3–5 oraz 5–9 m odpowiednio zajmują największe powierzchnie: 21,01 km² (27,3%), 25,85 km² (33,6%) oraz 23,22 km² (30,2%).

Czwartorzędowy, międzymorenowy poziom wodonośny, występujący pod przypowierzchniowym poziomem wodonośnym (oznaczony na fig. 2 jako II), jest zbudowany z piasków i żwirów wodnolodowcowych zlodowacenia warty, lokalnie drobnoziarnistych i pylastych, udokumentowanych na głębokościach 16,0–26,5 m. Zwierciadło napięte stabilizuje się na głębokości od 12 m w części centralnej (rzędne 155–158 m n.p.m.) do 0,8 m w północnej części obszaru (rzędna ok. 130 m n.p.m.). Miąższość warstwy jest największa w centralnej części obszaru, gdzie wynosi 17–21 m, ku północnemu wschodowi zmniejsza się do 6–10 m. Poziom jest podścielony w południowej części utworami ilastymi i pylastymi mio-pliocenu, w północnej glinami zwałowymi i ility. Poziom znajdujący się w centralnej części obszaru badań (Meszczyński, Szydeł, 1998a, b) został uznany za główny użytkowy poziom wodonośny (GUPW). Współczynnik filtracji wynosi: od 1,81–4,57 m/d na zachodzie (rejon wypiętrzenia podłoża przedczwartorzędowego), 7,43–13,39 m/d w części centralnej, 9,5 m/d w części wschodniej, do 16–20,48 m/d w północnej.

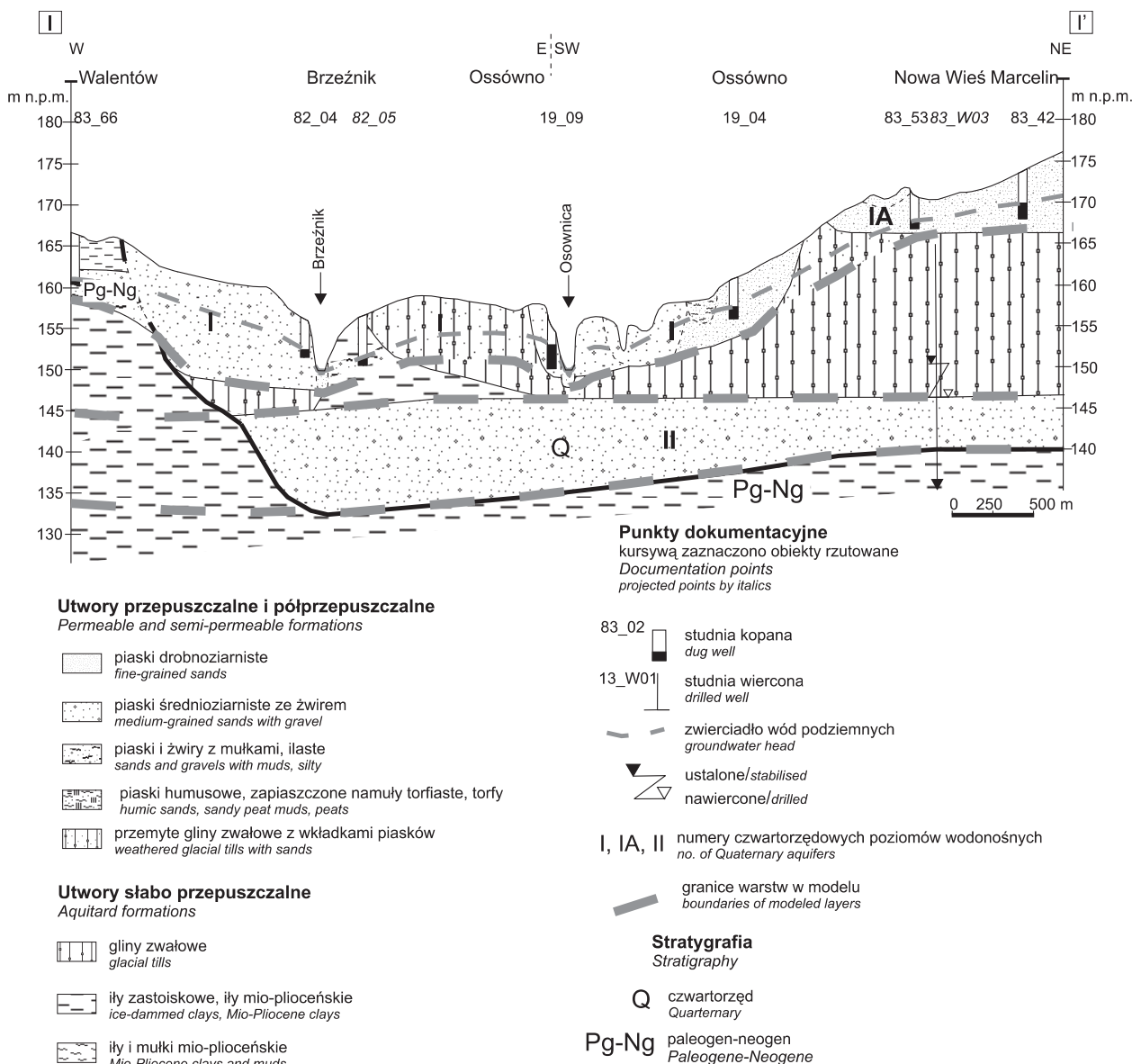


Fig. 2. Przekrój hydrogeologiczny I-I'

Hydrogeological cross-section I-I'

NUMERYCZNY MODEL POLA FILTRACJI

Głównym obiektem badań modelowych był przypowierzchniowy poziom wodonośny, który na obszarach wysoczyzn nie jest traktowany jako zasobny zbiornik wody podziemnej, możliwy do gospodarczego wykorzystania, a w skali regionalnej oceny zasobów wód podziemnych jest pomijany. Odgrywa jednak ważną rolę w krążeniu wody na obszarach wysoczyzowych, stanowiąc element pośredni pomiędzy infiltrującym opadem atmosferycznym a głębszymi użytkowymi poziomami wodonośnymi. Model zbudowano przy użyciu programu modelującego Visual MODFLOW ver. 4.2. firmy Waterloo Hydrogeologic INC (McDonald, Harbaugh, 1988).

Model został wykonany dla warunków filtracji ustalonej, zdefiniowanych jako średni stan roczny. W modelu wykorzystano zmienny krok dyskretyzacji. Rozmiar podstawowej komórki obliczeniowej modelu został określony na $\Delta x = \Delta y = 50$ m, a bloki o rozmiarach $\Delta x = \Delta y = 25$ m pokryły obszar doliny Osownicy w celu dokładniejszego odwzorowania morfologii, z uwagi na głębokie wcięcia w stosunku do terenu wysoczyzny i licznych przewężeń dolin, zwłaszcza w rejonie południowym i północnym. Zastosowana rozdzielczość skutkowała podziałem obszaru badań na 497 wierszy i 355 kolumn, a liczba aktywnych bloków wyniosła 83 264.

Model koncepcyjny został skonstruowany na podstawie rozpoznania warunków hydrogeologicznych obszaru. Koncepcja opiera się na wymianie wód w systemie hydrogeologicznym pomiędzy dwiema warstwami wodonośnymi przez pakiet utworów izolujących – glin zwałowych i ilów o różnej genezie oraz na wymianie wód podziemnych z otoczeniem systemu:

- z wodami powierzchniowymi w wyniku drenażu (miejscowo infiltracji);
- ze strefą aeracji w wyniku zasilania infiltracyjnego i parowania z powierzchni zwierciadła przypowierzchniowego poziomu wodonośnego (zintensyfikowanego w tzw. lokalnych strefach drenażu);
- z wodami podziemnymi spoza zdefiniowanego obszaru modelowania (dopływ lateralny).

Schematyzacja modelowanego obszaru objęła trzy warstwy, w których skład wchodzi: przypowierzchniowy poziom wodonośny, poziom izolujący oraz międzymorenowy poziom wodonośny. Do poziomu przypowierzchniowego zaliczono zarówno poziom I, jak i występujący lokalnie (nadległy w stosunku do I) poziom IA (fig. 2).

Górną powierzchnię prezentowanego systemu hydrogeologicznego stanowi zwierciadło przypowierzchniowego poziomu wodonośnego. Dolna powierzchnia brzegowa modelu to spąg niższego poziomu wodonośnego, który odpowiada na większości obszaru powierzchni stropowej ilów mio-plioceńskim. Opracowanie morfologii terenu oraz powierzchni spągów poszczególnych poziomów wykonano na podstawie danych archiwalnych (Mapa topograficzna w skali 1:25 000; Andrzejczak, 1986; Balcer i in., 1998; Wrotek, 1999a, b; Piotrowska, Kamiński, 2000; Piotrowska, Kucharska, 2003; Fyda, 2007).

Zasięg przypowierzchniowego poziomu wodonośnego oraz poziomu izolującego odwzorowano w granicach obszaru badań i jednocześnie topograficznego działu wodnego. Z racji udokumentowanego występowania międzymorenowego poziomu wodonośnego w otworach studziennych poza granicami terenu badań, zdecydowano o odwzorowaniu jego zasięgu poza zlewnię Osownicy, jednocześnie ograniczając go w południowej części zlewni ze względu na brak ciągłości.

Odpływ wód z obu poziomów wodonośnych następuje w kierunku północnym i północno-wschodnim, a następnie ku północnemu zachodowi, zgodnie z kierunkiem odpływu rzeki Osownicy. Ku północy obszaru dochodzi do stopniowego wyrównywania ciśnień pomiędzy charakterystycznymi poziomami, aż do lokalnego odwrócenia ciśnień w dolinie środkowej Osownicy. Na pozostałym obszarze różnice zwierciadła ustabilizowanego wskazują, że międzymorenowy poziom wodonośny jest zasilany poprzez przesiąkanie, głównie przez gliny zwałowe oraz podrzędnie przez ily zastoiskowe lub ily mio-plioceńskie, występujące w postaci kier. W pakiecie glin zwałowych pomiędzy poziomami wodonośnymi, mogą występować okna hydrogeologiczne o charakterze sedimentacyjnym, które tworzą uprzywilejowane strefy zasilania poziomu II.

W modelu koncepcyjnym przyjęto, że poszczególne warstwy są ciągłe na całym modelowanym obszarze. Nieciągłość przypowierzchniowego poziomu wodonośnego w środkowej części zlewni została wyrażona niskimi wartościami współczynnika filtracji, przyjętym na granicy wartości pomiędzy ośrodkiem przepuszczalnym a półprzepuszczalnym. Parametry przepuszczalności ośrodka zostały przyjęte dla modelu z danych różnego pochodzenia: dla przypowierzchniowego poziomu wodonośnego wartość współczynnika filtracji została określona na podstawie wyników własnych badań laboratoryjnych oraz wyników badań archiwalnych (Fyda, 2007), dla poziomu rozdzielającego (izolującego) – badań wykonanych na potrzeby dokumentacji złoża (Andrzejczak, 1986), dla międzymorenowego poziomu wodonośnego – próbnych pompowań otworów studziennych (dokumentacje hydrogeologiczne).

Warunek brzegowy II rodzaju ($Q = \text{const.}$) odwzorowano za pomocą tablicy zasilania infiltracyjnego. Danymi wejściowymi były poligony z zadanymi wartościami zasilania w zakresie od 0,05 do 0,35 rocznego opadu atmosferycznego pomierzonego dla 2007 r. Przyporządkowano im odpowiedni wskaźnik infiltracji, bazując na zmienionej metodzie Pazdry (Pazdro, Kozerski, 1990). Poligony utworzono poprzez generalizację wydzieleni mapy glebowo-rolniczej, której wybór był podyktowany najpełniejszym opisem zmian litologicznych zachodzących w profilu strefy aeracji, bezpośrednio wpływających na wartość zasilania przypowierzchniowego poziomu wodonośnego. Przez górną granicę modelu założono również wymianę wody odwrotną do zasilania – parowanie podziemne, które limituje wielkość zasilania. Proces ten jest najsilniejszy w przypadku występowania wody na powierzchni terenu, a traci na znaczeniu wraz ze wzrostem głębokości zwierciadła wód podziemnych. Na potrzeby modelu, jako głębokość wygaśnięcia oddziaływania tego procesu, wprowadzono wartość 1,5 m. Głębokość graniczną strefy drenażu przyjmuje się zazwyczaj z przedziału 1–2 m (Dowgiało i in., red., 2002; Krogulec, 2004; Gruszczyński, Krogulec, 2011; Herbich, niepublikowane).

Ważny element badanego płytkiego systemu wodonośnego stanowią źródła towarzyszące głównie krawędziom erozyjnych rozcięć wysoczyzny. Udokumentowane 35 źródeł (Furmankowska, Zabłocki, 2010) zostało wymodelowane jako punktowe warunki II rodzaju – płytkie studnie, a ich wielkość wydatku, określona w trakcie badań terenowych, zawierała się w przedziale od 0,26 do 1353,60 m³/d.

Na obszarze zlewni występuje obecnie tylko jedno czynne ujęcie, ujmujące międzymorenowy poziom wodonośny na potrzeby wodociągu wiejskiego. W 2001 r. pobór wynosił 134 m³/d (Dobkowska i in., 2004), w 2010 r. eksploatacja wzrosła do 288 m³/d (dane z Urzędu Marszałkowskiego województwa mazowieckiego). Przyjęto zatem średni dobowy pobór w 2007 r. na 200 m³/d.

Do prawidłowego określenia relacji wód podziemnych z otoczeniem zastosowano szereg warunków brzegowych (fig. 3). Warunek III rodzaju – *River* – został zadany przy

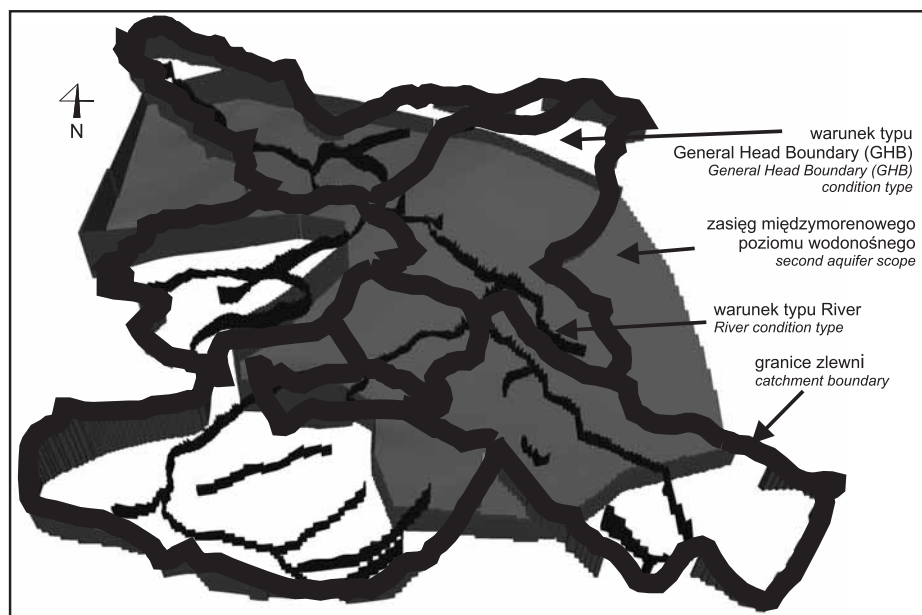


Fig. 3. Warunki brzegowe III rodzaju – GHB i *River* użyte w modelu wraz z zasięgiem poszczególnych warstw

Boundary conditions (III type) – GHB and *River*, used in model with scope of particular layers

opisie relacji wód podziemnych z powierzchniowymi. Warunek ten zastosowano również do symulacji drenażu wód podziemnych poprzez rowy melioracyjne (okresowo prowadzące wodę) oraz podmokłości (wilgotne łąki w obniżeniach, przy braku wyraźnej sieci drenażu), kiedy przyjmowano występowanie zwierciadła płytko pod powierzchnią terenu.

Do odwzorowania granic pionowych modelu wzdłuż wydzielonego systemu wykorzystano warunek III rodzaju – *General Head Boundary* (GHB). Założono tym samym, że wzdłuż granicy zlewni na pewnych odcinkach jest możliwa wymiana wód podziemnych przypowierzchniowego poziomu wodonośnego spoza zlewni. Rejony takie to przede wszystkim północna i południowa część zlewni, gdzie zachodzi silny drenaż wód podziemnych przez Osownicę. W południowym i wschodnim rejonie wododział zaznacza się słabo w morfologii terenu, a zwierciadło występuje płytko i jest możliwe przesunięcie działu wodnego. Warunkiem GHB odwzorowano również lokalną strefę połączenia się poziomów I i IA.

Tarowanie modelu polegało na rozwiązaniu tzw. zadania odwrotnego, czyli miało na celu określenie wielkości zasilania przypowierzchniowego poziomu wodonośnego poprzez porównanie w 240 punktach obserwacyjnych rzędnej zwierciadła wód podziemnych. Oblicza się ją z rzędnej zwierciadła pomierzonej w terenie (uśrednione stany wód podziemnych mierzone cotygodniowo w latach 2007–2011 w wybranych piezometrach i studniach kopanych – 16 punktów, jednorazowe pomiary w 215 studniach kopanych z lipca 2007 r. oraz archiwalne pomiary w 9 studniach ujmujących poziom II). Oprócz reperów w postaci punktów o znanej rzędnej zwierciadła, do modelu wprowadzono rów-

nież wyinterpolowaną mapę hydroizohips powstałą w wyniku autorskiej interpretacji rozkładu ciśnień w warstwie wodonośnej. Mapa ta, jako zbiór danych początkowych (funkcja *Initial Head*), posłużyła do określenia różnic pomiędzy interpretacją „ręczną” a interpretacją wykonaną na modelu w wyniku obliczeń. Funkcja *Drawdown* pozwoliła określać wielkość tych różnic podczas kalibracji i umożliwiła właściwe zdefiniowanie wielkości zasilania na obszarach pomiędzy punktami obserwacyjnymi. Elementem weryfikacji wyników badań modelowych była zgodność odpływu rzecznoego z poszczególnych zlewni elementarnych z przepływami pomierzonymi w terenie, która została dokonana poprzez korektę przepuszczalności osadów dennych.

Tabela 2

Błędy modelowania po procesie kalibracji w punktach pomiarowych

Modelling errors after calibration process in observation points

Statystyki	Wartość obliczona
Maksymalna reszta	1,975 m
Minimalna reszta	0,000 m
Średnia reszta	0,214 m
Bezwzględna średnia reszta	0,800 m
Błąd estymacji	0,060 m
Bezwzględny błąd średni	0,938 m
Znormalizowany bezwzględny błąd średni	1,1 %
Współczynnik korelacji	0,999

W trakcie określania wielkości zasilania konieczne było obniżenie w południowej części obszaru wartości współczynnika filtracji do wartości zbliżonych dla glin zwałowych. Warstwa wodonośna IA cechuje się na tym obszarze największą zmiennością litologiczną, a liczne soczewki glin pomiędzy piaskami deluwialnymi i wodnolodowcowymi utrud-

niają przepływ, powodując płytkie występowanie zwierciadła w okresie zimowo-wiosennym i jego szybkie obniżanie podczas intensywnego parowania w miesiącach letnich. W wyniku przeprowadzonego tarowania określono podstawowe statystyki charakteryzujące zgodność wyników obliczeń modelu z danymi wejściowymi (tab. 2).

WYNIKI MODELOWANIA

Efektom wykonanego modelowania jest określenie funkcji zasilania w postaci siatki. Przestrzenny rozkład zasilania, będący wynikiem kalibracji modelu, jest porównywalny do wyników obliczeń analitycznych opartych na wydzieleniach z mapy geologicznej (tab. 1). Średnia wielkość zasilania określona dla obszaru badań to 96 mm/rok, przy czym otrzymane przedziały zasilania są znacznie zróżnicowane przestrzennie, a ich układ skutkuje podziałem obszaru nawiązującym do jednostek geologiczno-geomorfologicznych. W części południowej, zaliczanej do Wysoczyzny Kałuszyńskiej, dominują wartości zasilania poniżej 100 mm/rok, lokalnie przekraczają 150 mm/rok, podczas gdy w części północnej (Równina Wołomińska) są zdecydowanie wyższe i zazwyczaj osiągają 200–220 mm/rok.

Wielkość zasilania efektywnego jest limitowana stratami związanymi z parowaniem podziemnym, które najintensywniej zachodzi w przypadku płytko występującego zwierciadła wód podziemnych (do 1,5 m). Średnio proces ten powoduje zmniejszenie infiltracji efektywnej o 16 mm/rok – ze 112 do 96 mm/rok. W każdej zlewni elementarnej można wyodrębnić strefy lokalnego drenażu, gdzie proces parowa-

nia znacznie obniża wielkość zasilania, a nawet powoduje jego straty od 27 do 65 mm/rok. Najniższe, zbliżone do siebie wartości zasilania występują w zlewniach nr 11–14 (tab. 3) i kształtują się w zakresie 68–89 mm/rok. Strefy drenażu zajmują tu powierzchnię od 0,18 do 1,83 km², co stanowi od 5 do 13% powierzchni poszczególnych zlewni.

Obszary o ujemnym średnim rocznym zasilaniu cechują się brakiem odpływu wód podziemnych w ciekach powierzchniowych, oprócz okresów roztopów wiosennych, kiedy proces parowania ma niewielkie znaczenie. Szybkie tempo zczytywania zasobów w obrębie poziomu IA (w południowej części zlewni elementarnych nr 11, 12 i 14; fig. 4) wynika przede wszystkim z intensywnego procesu parowania przy braku dostatecznego zasilania infiltracyjnego w suchych latach.

Uzyskane wartości zasilania otrzymane na modelu hydrodynamicznym porównano z wynikami metody wskaźnikowej. Przedstawiony na histogramie (fig. 5), rozkład wielkości zasilania odniesiony do powierzchni zlewni w procentach, podkreśla uproszczenia metody wskaźnikowej wynikające z przyjmowania jednej wartości wskaźnika infiltracji na

Tabela 3

Wielkość zasilania infiltracyjnego i parowania podziemnego w lokalnych strefach drenażu w poszczególnych zlewniach elementarnych

Infiltration recharge and groundwater evaporation values in local drainage zones in the particular elementary catchments

Nr zlewni	Powierzchnia zlewni	Zasilanie		Wielkość zasilania w strefie drenażu	Strefa drenażu	Wskaźnik infiltracji
		bez parowania podziemnego	z parowaniem podziemnym			
	[km ²]	[mm/rok]		[km ²]	[–]	
11	12,45	114	89	–38	1,39	0,12
12	3,32	114	89	–65	0,34	0,12
13	3,69	95	87	4	0,18	0,12
14	14,05	85	68	–51	1,83	0,09
19	13,80	122	111	–53	0,39	0,15
82	12,23	96	91	–27	0,29	0,12
83	17,31	140	134	10	1,16	0,18
Średnia/ suma	76,84	112	96	–33	5,58	0,14

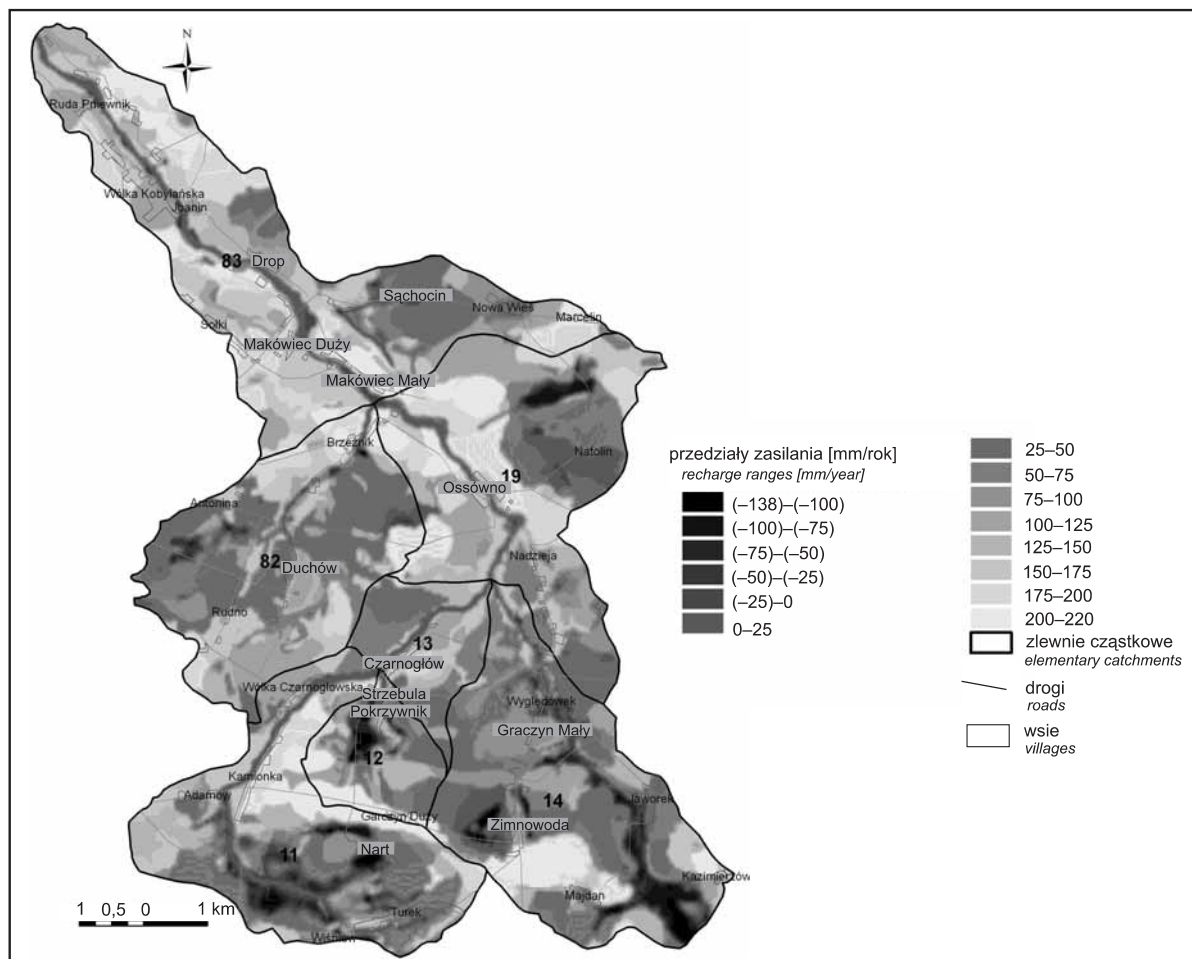


Fig. 4. Mapa zasilania infiltracyjnego na obszarze badań jako efekt badań modelowych

Infiltration recharge map in the study area as a result of modelling researches

całym obszarze występowania tych samych wydzieleni litologicznych. Rozkład zasilania obliczonego na modelu jest zbliżony do normalnego. Wskazuje to na niejednorodność typów litologicznych i na znaczne zróżnicowanie granulometryczne w obrębie dominujących grup – glin zwałowych oraz piasków i żwirów wodnolodowcowych. W żadnej grupie litologicznej nie dominuje jednorodność zakładana

dla metody wskaźnikowej (pośrednio podkreślone zostało to poprzez wartości współczynnika filtracji, np. zakres dla piasków i żwirów to 2,31–14,41 m/d). Granice pomiędzy makroskopowo określonymi wydzieleniami na mapie geologicznej nie są więc jednoznaczne, co znajduje swoje odzwierciedlenie w wynikach modelowania numerycznego.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Omawiany obszar badań reprezentuje typową zlewnię Niżu Polskiego. Przypowierzchniowy poziom wodonośny, będący głównym obiektem badań modelowych, występuje płytko, przede wszystkim w obrębie przemitych i zwietrzałych glin zwałowych oraz piasków i żwirów wodnolodowcowych zlodowacenia warty. Wielkość zasilania, oszacowana metodą wskaźnikową, jest zróżnicowana w zależności od zastosowanych danych. Najwyższą wartość średniego zasilania dla zlewni otrzymuje się po sklasyfikowaniu typów

gleb (mapa glebowo-rolnicza; 188 mm/rok), niższe po uwzględnieniu zmian w wykształceniu litologicznym profilu strefy aeracji (mapa glebowo-rolnicza; 176 mm/rok), a najniższe dla wydzieleni z map geologicznych (108 mm/rok). Ze względu na zróżnicowanie wyników zastosowanie modelowania przepływu wód podziemnych miało na celu określenie rzeczywistej (lub zbliżonej do rzeczywistej) wielkości infiltracyjnego zasilania przypowierzchniowego poziomu wodonośnego. Zaletą tego rozwiązania jest fakt, że w tym

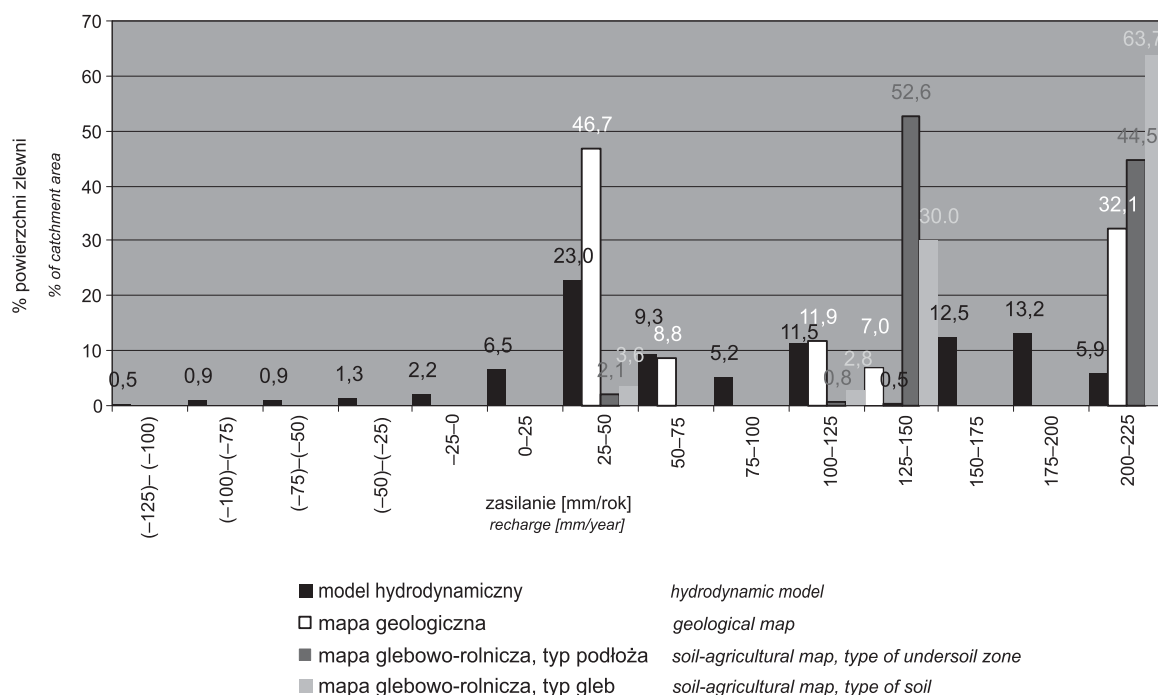


Fig. 5. Wielkość zasilania infiltracyjnego oszacowana metodą wskaźnikową i określona na modelu hydrodynamicznym

Infiltration recharge value estimated from infiltration index method and calculated on hydrodynamic model

ujęciu zasilanie jest elementem bilansu wodnego, do którego określenia niezbędnych jest więcej danych wejściowych, zbieranych bezpośrednio w terenie, przez co podważalność wyników tej metody spada.

Uzyskany rozkład przestrzenny zasilania podkreśla istotną rolę parowania podziemnego w lokalnym krążeniu wody podziemnej. Proces ten w przypadku płytkiego występowania zwierciadła powoduje znaczne ubytki wody w warstwie wodonośnej występującej w piaszczystych zwietrzelinach glin zwałowych, hamując całkowicie drenaż przez cieki powierzchniowe w górnych odcinkach. Strefy lokalnego drenażu, gdzie zasilanie w cyklu rocznym nie pokrywa strat związanych z parowaniem i średnio wynosi -33 mm/rok, zajmują $5,58$ km² (7% powierzchni obszaru badań; tab. 3).

Całkowita wielkość strat na parowanie podziemne to 16 mm/rok, co stanowi 14% średniego rocznego zasilania obliczonego dla zlewni.

Procedura wiarygodnego określenia wielkości zasilania stanowi podstawę do dalszych analiz. W przypadku dwóch najczęściej stosowanych metod oceny podatności naturalnej na zanieczyszczenia (metody DRASTIC i MRT), dotyczących płytkich systemów krążenia, wielkość zasilania odgrywa, drugą po głębokości istotną rolę, wpływającą na końcową wielkość podatności. Przy ocenie podatności specyficznej, wielkość zasilania infiltracyjnego przeliczona na ładunek zanieczyszczenia również będzie decydującym czynnikiem powodującym wzrost zagrożenia wód podziemnych.

LITERATURA

- ANDRZEJCZAK Z., 1986 — Dokumentacja geologiczna w kategorii C2 złoża surowców ilastych ceramiki budowlanej „Dobre” w miejscowościach Dobre, Antonina, Walentów, Rąbierz-Kolonia. CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BALCER M., CHMIEŁOWSKA U., SĘDLAK J., 1998 — Dokumentacja określająca warunki hydrogeologiczne złoża surowca ilastego Tadeuszów-Rudzienko. Pracownia Studiów i projektów prośrodowiskowych – Locus. Gdańsk. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Bank HYDRO — Państwowy Instytut Geologiczny, <http://spd-psh.pgi.gov.pl/PSHv7/>
- DOBKOWSKA A., JANICA R., KAPUŚCIŃSKI J., 2004 — Dokumentacja hydrogeologiczna określająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych czwartorzędowego piętra wodonośnego na obszarze zlewni Bugu od granicy państwa do Zbiornika Zegrzyńskiego. Polgeol, Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., KLECZKOWSKI A.S., MACIOSZCZYK T., RÓŻKOWSKI A. (red.), 2002 — Słownik hydrogeologiczny. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- FURMANKOWSKA A., ZABŁOCKI S., 2010 — Naturalne wpływy wód podziemnych jako element drenażu Wysoczyzny Kałuszyńskiej na przykładzie zlewni Osownicy i Witówki.

- W*: Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, vol. 69, tom 2 (red. A. Magnuszewski): 243–252. Krajowy Kongres Hydrologiczny. Hydrologia w ochronie i kształtowaniu środowiska. Warszawa.
- FYDA F., 2007 — Dokumentacja geologiczna złoża kruszywa naturalnego Makówiec Mały w kategorii C1. Geotramp. Lublin. Centr. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GRUSZCZYŃSKI T., KROGULEC E., 2011 — Badania modelowe filtracji wód podziemnych. *W*: Ochrona i renaturyzacja mokradel Kampinoskiego Parku Narodowego (red. T. Okruszko i in.): 156–168. Wyd. SGGW, Warszawa.
- HERBICH P. — Określanie wielkości zasilania infiltracyjnego. Materiały do ćwiczeń z hydrogeologii UW. Warszawa (niepublikowane).
- IQBAL M.Z., 2000 — Effects of layered heterogeneity in subsurface geologic materials on solute transport under field conditions: a case study from northeastern Iowa, USA. *Hydrogeol. J.*, **8**: 257–270.
- KONDRACKI J., 2002 — Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- KROGULEC E., 2004 — Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej na podstawie przesłanek hydrodynamicznych. Wyd. UW, Warszawa.
- MAPA glebowo-rolnicza w skali 1:25 000, 2010 – Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa, Puławy.
- MCDONALD M.G., HARBAUGH A.W., 1988 — A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model. USGS. Open-File Report: 83–875, Washington.
- MESZCZYŃSKI J., SZYDEŁ Z., 1998a — Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Mińsk Mazowiecki. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MESZCZYŃSKI J., SZYDEŁ Z., 1998b — Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kałuszyn. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NOWAK J., 1971 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. N 34-XXXIV Warszawa Wschód. Wyd. Geol., Warszawa.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990 — Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa.
- PIOTROWSKA K., KAMIŃSKI M., 2000 — Materiały autorskie do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Mińsk Mazowiecki. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PIOTROWSKA K., KUCHARSKA M., 2003 — Materiały autorskie do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Kałuszyn. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SCANLON B.R., HEALY R.W., COOK P.G., 2002 — Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeol. J.*, **10**, 1: 18–39.
- WROTEK K., 1999a — Materiały autorskie do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Jadów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WROTEK K., 1999b — Materiały autorskie do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Liw. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

SUMMARY

Southern part of Osownica catchment, situated around 60 km from Warsaw, was the object of the modelling research. Area is located within two geomorphological units: Kałuszyńska Upland and Wołomińska plain. Assessment of recharge value of shallow aquifer on the upland area is difficult because of glacial tills occurrence, which have wide range permeability in unsaturated and saturated zone. Index infiltration method was firstly used to estimate infiltration recharge of shallow aquifer. The method was based on different input data taken from geological and soil-agricultural maps. The results were in the range 108–188 mm/year (Tab. 1).

Hydrogeological conditions are highly differentiated. The least complex situation occurs in the northern part of the area, beyond glacetectonic deformation zone. Shallow aquifer is discontinuous due to glacial tills and mio-pliocene clays occurring at the surface in some areas (Fig. 2). Shallow aquifer also occurs in fluvio-glacial sands and gravels, in the valleys – in alluvial formations. Values of hydraulic conductivity are in the range 0.46–14.41 m/d.

Numerical flow model was built to assessment an infiltration recharge value. The model was set for steady-state, defined as year mean state. Calibration was conducted based on averaged groundwater levels measured in years 2007–2011 in piezometers, dug and drilled wells. Recharge initial values in the range 5–35% of year precipitation value in 2007, defined

as a result of generalized soil-agricultural map, were the input data. Through the top of model, water exchange with the reverse direction to recharge was assumed. Depth 1.5 m, as the extinction depth of this process, was entered.

The result obtained from modelling process was a net recharge. Mean recharge value in the study area is 96 mm/year. Ranges of the values are highly differential. In the southern part, recharge values lower than 100 mm/year are most common, in the northern part usually reaches 200–220 mm/year (Fig. 4). Groundwater evaporation causes loss of 16 mm/year (Tab. 3). Local drainage zones were allocated in each of elementary catchment. In these zones, evaporation process limits recharge values or even causes losses from 27 to 65 mm/year. The lowest recharge values – in the range 68–89 mm/year, occur in the 11–14 catchments. Drainage zones are located on the area of 0.18–1.83 km², which is 5–13% of each catchment area. Lack of surface run-off, except of snow cover melting period, occurs at the areas with minus recharge values. Evaporation processes cause, during the dry years, quick decrease of groundwater resources in the southern part of the area (catchments no. 11, 12, 14). The main advantage of estimation of real infiltration recharge value on hydrodynamic model is a fact, that in this approach recharge is an element of water balance, which requires more necessary input data gathered during the field works, so this method credibility is high.