

Ocena infiltracji efektywnej we fragmencie doliny Bugu k. Dręszewa z wykorzystaniem metody wskaźnikowej i modelowania hydrodynamicznego

Angelika Szczypczyk¹

The evaluation of effective recharge in the Bug River Valley near the village of Dręszew (central Poland) using an index method and hydrodynamic modelling. *Prz. Geol.*, 70: 816–825; doi: 10.7306/2022.32

Abstract. The research question undertaken in this paper is the evaluation of recharging infiltration in the vicinity of Dręszew. This village is located about 40 kilometres north of Warsaw. The research area is located in the Bug River Valley. Determination of effective infiltration is very important as it is largely responsible for recharging the aquifer. Currently, many methods and tools exist for determining infiltration. However, it is necessary to make the selection of the method dependent on the purpose, the scope of the study, and the scale of the study area, but also the temporal aspect should be taken into account. Two methods were used to assess groundwater recharge. The first one is an index method based on the calculation formula proposed by Witczak (2011). The calculations were performed using ArcGIS v. 10.3. software. The second recharging infiltration assessment method was used to solve the reverse of the hydrodynamic model. A numerical groundwater flow model was built using the VisualMODFLOW program. Two methods were used to ensure mutual verifiability. In excess of this, the choice of the indicator method along with the mathematical modelling method was related to the fact that both assume the influence of the presence of a shallow groundwater table, from which evaporation is possible, sometimes exceeding recharge.

Keywords: Effective recharge, index method, hydrodynamic modelling, ArcGIS, VisualMODFLOW, Bug River Valley, Masovian Voivodeship

Infiltracja efektywna stanowi tę część opadów atmosferycznych, która (po odjęciu wód przypadających na spływ powierzchniowy, ewapotranspirację i inne procesy zubażające ilość wody w strefie aeracji) docelowo staje się znaczącym źródłem zasilania warstwy wodonośnej (Dowgiałło i in., 2002). Szacowanie infiltracji efektywnej jest bardzo ważnym zagadnieniem związanym z zaopatrzeniem w wodę oraz ochroną wód podziemnych, jednak często niedocenianym. Wielkość zasilania infiltracyjnego warunkują takie czynniki, jak klimat, topografia, użytkowanie terenu, budowa geologiczna i głębokość zwierciadła wód podziemnych (Krogulec, 2004). W naturalnych warunkach strumień zasilania jest przestrzennie niejednorodny oraz zmienny w czasie, przez co jego wyznaczenie staje się jednym z najtrudniejszych zadań hydrogeologii. Precyzyjne obliczenie zasilania infiltracyjnego wód podziemnych jest możliwe jedynie w sytuacji, gdy jest znany dokładny rozkład wysokości hydraulicznej. Z tego względu koniecznym etapem wyznaczania infiltracji efektywnej są badania terenowe oraz prawidłowe rozpoznanie budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych (Stachurski, 2006).

Wyróżnia się kilka metod do oceny infiltracji efektywnej (Krogulec, 2004):

- metody oparte na szeroko pojętych badaniach hydrologicznych, głównie wód powierzchniowych, w których ocenę zasilania przeprowadza się najczęściej pośrednio poprzez analizę hydrogramów przepływu;
- metodę bilansu wodnego;
- metody wskaźnikowe;
- metody punktowe, znacznikowe oraz modelowania numerycznego oparte na badaniach strefy aeracji;
- metody modelowania matematycznego polegające na badaniach strefy saturacji, powszechnie stosowane w skali regionalnej.

Celem pracy jest ocena infiltracji efektywnej we fragmencie doliny Bugu k. Dręszewa za pomocą dwóch metod – rozszerzonej metody wskaźnikowej i metody modelowania hydrodynamicznego strefy aeracji. Wybór tych dwóch metod obliczeniowych był podyktowany chęcią porównania ich wyników, zwłaszcza że stosując metodę wskaźnikową do obliczeń wykorzystuje się dane archiwalne, a do wyliczenia infiltracji efektywnej metodą modelowania prowadzi się pomiary parametrów w terenie.

Metoda modelowania przepływu wód podziemnych jest obecnie bardzo często wykorzystywana do rozwiązywania różnych zadań i problemów badawczych w hydrogeologii (Zabłocki, 2012; Gruszczyński i in., 2016; Grinevskiy i in., 2018). Dobre rozpoznanie terenu i znajomość rozkładu przestrzennego wielu parametrów dają wyniki najbliższe rzeczywistym. Atutem metody jest możliwość zastosowania jej w nawet bardzo skomplikowanych, heterogenicznych środowiskach i to zarówno w skali lokalnej, jak i regionalnej. Wielu hydrogeologów opisujących obliczenia zasilania infiltracyjnego podkreśla istotę początkowych badań terenowych w celu ustalenia jak najbardziej dokładnego rozkładu wysokości hydraulicznej (Stachurski, 2006; Grinevskiy i in., 2018). Niewiele jest natomiast prac ujmujących praktyczny aspekt modelowania. Brak w nich szczegółowego opisu kroków niezbędnych do precyzyjnego odzwierciedlenia stanu rzeczywistego lub brak opisu kalibracji modelu.

Wzrost temperatury powietrza przyczynia się do zwiększenia transpiracji, co powoduje zmniejszenie zasilania infiltracyjnego. Nawet niewielkie zmniejszenie objętości opadów atmosferycznych i minimalne podwyższenie temperatury powietrza mogą w znaczący sposób ograniczyć zasilanie (McCallum, 2010). Swobodna infiltracja efektywna zmniejsza się też okresach, gdy występują temperatury ujemne, ponieważ przemarznięte utwory przypowierzchniowe tworzą szczelną barierę uniemożliwiającą

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; aszczyp@pgi.gov.pl; ORCID ID: 0000-0003-4707-2477

przebieganie wód (Greenwood, Buttle, 2018). W związku z tym bardzo ważnym elementem pracy była analiza zmian czynników atmosferycznych, które kształtują wielkość zasilania infiltracyjnego.

OBSZAR BADAŃ

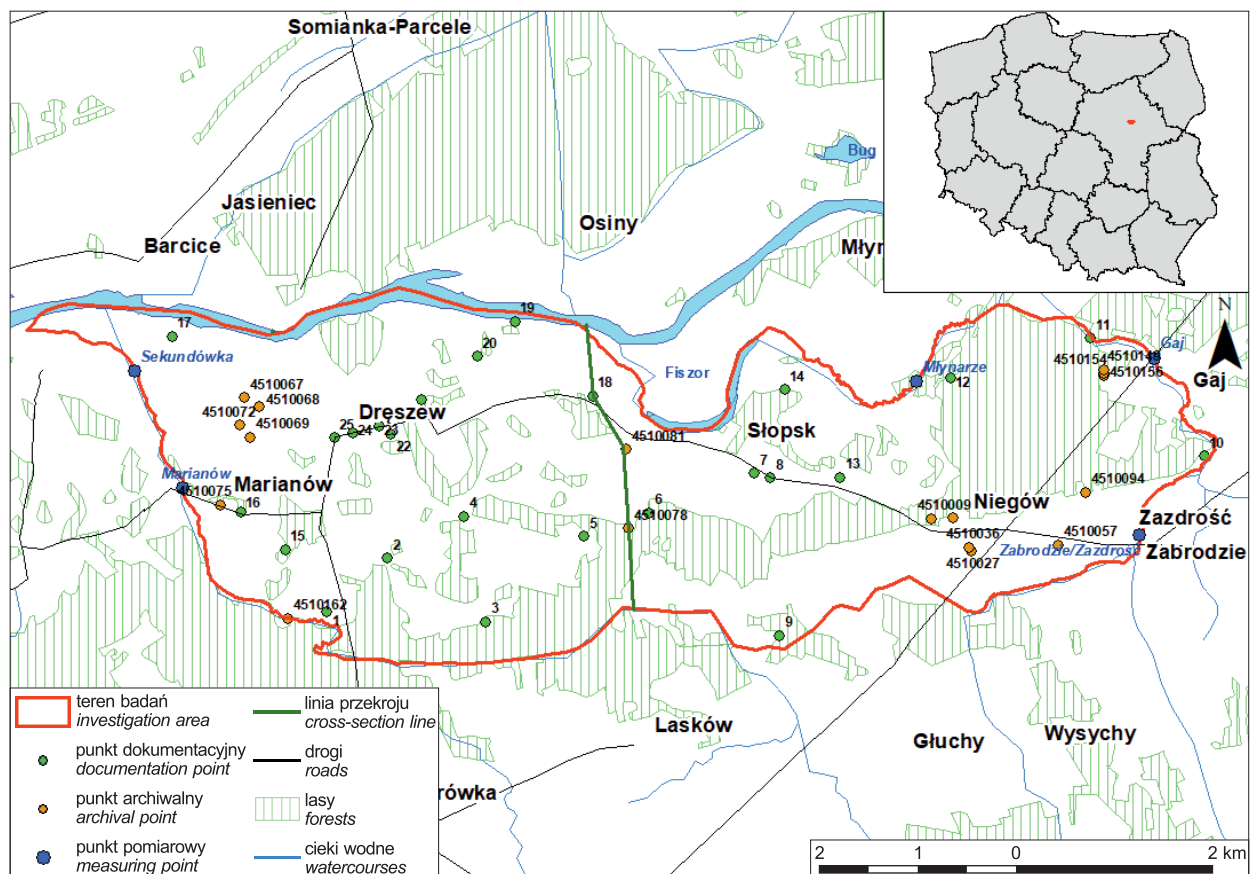
Badania prowadzono w zlewni Bugu w okolicy wsi Dęszew (woj. mazowieckie), w odległości 40 km na północ od Warszawy (ryc. 1). Północną granicę terenu badań wyznaczono na Bugu na odcinku od 17,0 do 24,2 kilometra (licząc od ujścia do Narwi). Północno-wschodnią i wschodnią granicę tego obszaru wytyczono wzdłuż fragmentu koryta rzeki Fiszor, będącej lewostronnym dopływem Bugu (o długości 27,16 km i powierzchni zlewni 141,41 km²). Zachodnią i południowo-zachodnią granicę tego obszaru stanowi rów melioracyjny o nazwie Dopływ Karolewa. Powierzchnia tak wyznaczonego poligonu badawczego zajmuje 29,28 km².

Według podziału geograficznego Kondrackiego (2009) obszar badań znajduje się na granicy Doliny Dolnego Bugu i Równiny Wołomińskiej. Większą jego część zajmują tarasy rzeczne. Według rejonizacji hydrogeologicznej należy on do regionu warszawskiego (środkowomazowieckiego), którego głównym systemem wodonośnym jest niecka mazowiecka (Paczyński, Sadurski, 2007). Skomplikowana, heterogeniczna budowa geologiczna tej niecki i jej parametry hydrogeologiczne były przedmiotem badań Macioszczyka i Kazimierskiego (1984), Macioszczyka (1996), Krogulec (2008) oraz Mikołajkowska i Sadurskiego (2017). Jej analizą hydrogeologiczną jako jeden z pierwszych zaj-

mował się Macioszczyk (1996), określając bilans wód podziemnych z zastosowaniem modeli matematycznych.

W podłożu obszaru badań występuje pięć poziomów glin o genezie glacialnej. Utwory przypowierzchniowe są reprezentowane przez piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz rzeczne (osady niespoiste). Młodszy osadami czwartorzędowymi są piaski eoliczne. Wydmy, usypane z tych piasków we wczesnym dryasie, osiągają względną wysokość do 20 m (Baraniecka, 1982; Kucharska, Pochocka-Szwarc, 2012). W północnej oraz wschodniej części terenu badań występują utwory holoceneskie, głównie piaski, piaski humusowe oraz żwiry tarasów zalewowych, a lokalnie utwory organiczne, reprezentowane przez torfy i namuły. Torfy (o średniej miąższości ok. 2 m) występują w sąsiedztwie wydym lub wypełniają starorzeczca, w tym dolinę Fiszoru (Baraniecka, 1982; Kucharska, Pochocka-Szwarc, 2012).

Większość utworów przypowierzchniowych stanowią piaski i żwiry charakteryzujące się dobrą lub bardzo dobrą wodoprzepuszczalnością. Nie zaburzają one swobodnego przesączania opadów atmosferycznych i wód roztopowych do strefy saturacji, umożliwiając zasilanie warstwy wodonośnej. Występujące na terenie badań utwory eoliczne są zaliczane do grupy osadów o średniej wodoprzepuszczalności (Sikorska-Maykowska i in., 1980). Infiltrację wód opadowych do warstwy wodonośnej ograniczają jedynie ility czwartorzędowe pokrywające południową część obszaru badań. W północnej części obszaru badań, użytkowanej rolniczo, czynnikiem znacznie zmniejszającym infiltrację jest nawożenie gleb, zwłaszcza nawozem organicznym czyli kompostem (Czyżyk, Świerkot, 2017).



Ryc. 1. Mapa dokumentacyjna terenu badań
Fig. 1. Documentation map of the investigation area

Sieć hydrograficzna jest dobrze rozwinięta. Dominuje w niej rzeka Bug, która płynie ze wschodu na południowy zachód. Dolinę Bugu, oddzieloną od wysoczyzny wyraźną krawędzią morfologiczną, drenuje gęsta sieć rowów melioracyjnych.

Regionalnym systemem wodonośnym jest niecka mazowiecka, którą wypełniają utwory utwory paleogeńsko-neogeńskie i czwartorzędowe. Najważniejszy gospodarczo jest jej oligoceński poziom wodonośny. Czwartorzędowe piętro wodonośne charakteryzuje się bardzo skomplikowaną budową geologiczną, zależną od glaci-tektoniki, w wyniku której powstało wiele lokalnych stref zasilania i drenażu wód podziemnych. Kierunki przepływu wód w tym piętrze w wielu miejscach znacznie odbiegają od regionalnego trendu przepływu w niecce mazowieckiej. W środkowej części niecki (w okolicach Warszawy) piętro czwartorzędowe jest zasilane przede wszystkim przez infiltrację wód opadowych. Natomiast drenaż wód odbywa się głównie za sprawą Wisły, Narwi i Bugu (Macioszczyk, 1996; Krogulec, 2004, 2008).

Użytkowym poziomem wodonośnym w analizowanej części doliny Bugu jest poziom czwartorzędowy o zwierciadle swobodnym. Występuje on w różnowiekowych piaskach i żwirach o łącznej miąższości ponad 40 m (maksymalnie ok. 60 m). Poziom ten charakteryzuje się bardzo korzystnymi parametrami hydrogeologicznymi. Wodoprzewodność osadów w środkowej części doliny Bugu jest szacowana na ponad 1000 m²/d, a w części południowo-wschodniej na 500–1000 m²/d. Wydajność studni wierconych jest duża, przeważnie osiąga 70–120 m³/h, a lokalnie przekracza 120 m³/h. Zasilanie tego poziomu następuje poprzez wody opadowe oraz w niewielkim stopniu

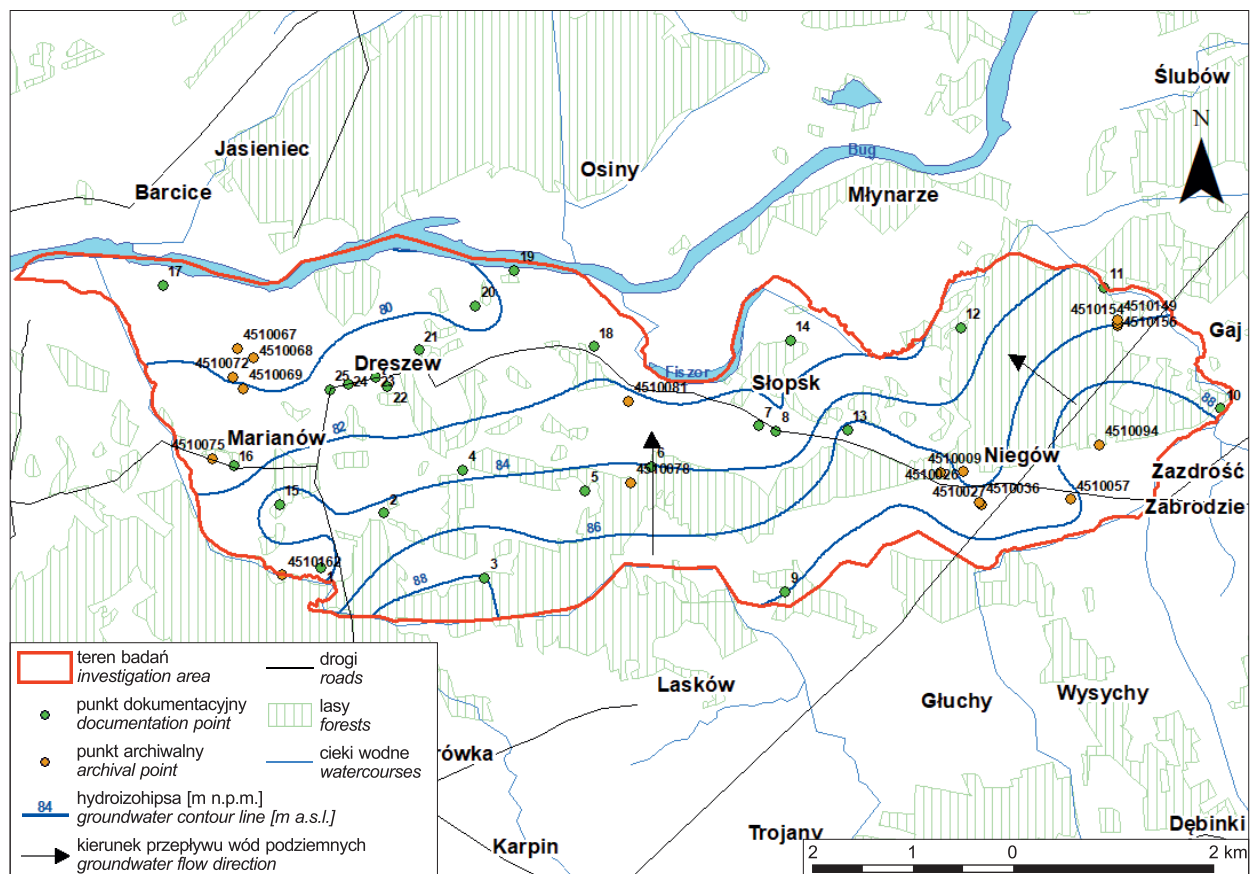
poprzez infiltrującą rzekę Fiszor. Bazą drenażu terenu jest rzeka Bug (Bentkowski, 2002a).

Pod względem klimatycznym obszar ujścia Bugu do Narwi jest zaliczany do Regionu XVIII – Środkowomazowieckiego, obejmującego środkową część Niziny Mazowieckiej i Kotlinę Warszawską (Woś, 1999). Na tle kraju charakteryzuje się on największą liczbą dni bardzo ciepłych i pochmurnych (średnio ok. 63 dni w roku). Pogoda ze średnią temperaturą dobową bliską 25°C występuje tu tylko 1–2 dni w roku, natomiast dni zimnych, z temperaturą poniżej 0°C, jest ok. 38 w ciągu roku (Woś, 1999).

W wieloleciu 2006–2019 najcieplejszy był rok 2019 ze średnią temperaturą dobową 11,1°C (<https://www.weatheronline.pl/>). W poprzednich latach taką średnią temperaturę dobową notowano najczęściej w okolicy kwietnia. Dni z opadem było w tym wieloleciu średnio 165 w ciągu roku. Średnia roczna suma opadów atmosferycznych w tym okresie wyniosła 539,80 mm. Największą sumę opadów odnotowano w 2010 r., natomiast najmniejszą w roku 2019, w którym nastąpiły długie okresy susz hydrologicznych, a w niektórych miejscach nawet susz hydrogeologicznych (<https://www.weatheronline.pl/>).

ZAKRES I METODYKA BADAŃ

W dziesięciu studniach kopanych na obszarze badań (są to punkty dokumentacyjne na ryc. 1 – numer: 1, 7, 8, 13, 16, 20, 22, 23, 24 i 25) zmierzono głębokość zwierciadła wód podziemnych, używając świstawki hydrogeologicznej i taśmy mierniczej. Na obszarach pozbawionych studni głębokość zwierciadła wód podziemnych zmierzono za pomocą świda okienkowego (sondy ręcznej).



Ryc. 2. Mapa hydroizohips (na podstawie pomiarów w 2018 r. oraz danych CBDH – Centralnej Bazy Danych Hydrogeologicznych)
Fig. 2. Map of hydroisohyps (on the basis of field data in 2018 and CBDH – Central Hydrogeological Database)

Wszystkie pomiary występowania zwierciadła wód podziemnych wykonano z dokładnością do 1 centymetra. Na podstawie wyników tych pomiarów i informacji hipsometrycznych pozyskanych z serwisu WMS <https://www.geoportal.gov.pl/>, stosując metodę interpolacji, opracowano (za pomocą programu *ArcGIS v. 10.3*) mapę hydroizohips pierwszego poziomu wodonośnego (ryc. 2). Do skonstruowania tej mapy wykorzystano także dane przechowywane w Centralnej Bazie Danych Hydrogeologicznych (CBDH), prowadzonej przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (PIG-PIB).

W trzech miejscach zmierzono prędkość przepływu wód rzeki Fiszor i poprzeczny przekrój jej koryta: w miejscu ujścia rowu melioracyjnego Zabrodzie-Zazdrość oraz koło miejscowości Gaj i Młynarze w środkowym biegu rzeki (ryc. 1). W dwóch punktach zmierzono także prędkość przepływu wód i poprzeczny przekrój koryta rowu melioracyjnego Dopływ Karolewa – w rejonie miejscowości Marianów i Sekundówka (ryc. 1). Wyniki tych pomiarów (tab. 1) wykorzystano do kalibrowania modelu matematycznego.

Wskaźnikowa metoda oceny infiltracji efektywnej

Do obliczenia infiltracji efektywnej metodą wskaźnikową zastosowano wzór zaproponowany przez Witczaka (Duda i in., 2011):

$$R = P \cdot \alpha \cdot \beta \cdot \gamma \cdot \delta$$

gdzie:

R – infiltracja efektywna [mm/rok];

P – suma rocznych opadów atmosferycznych [mm/rok];

α – współczynnik infiltracji zależny od rodzaju utworów przypowierzchniowych [–];

β – współczynnik zależny od rodzaju pokrycia i zagospodarowania powierzchni terenu [–];

γ – współczynnik zależny od stopnia nachylenia powierzchni terenu [–];

δ – współczynnik zależny od głębokości występowania zwierciadła wód podziemnych [–].

Chcąc wyznaczyć wartości współczynnika filtracji k w strefie aeracji, pobrano 14 próbek gruntów (lokalizację poboru zaznaczono na ryc. 1 jako punkty dokumentacyjne: 2, 3, 4, 5, 9, 10, 11, 12, 14, 15, 17, 18, 19 i 21) i oznaczono ich skład granulometryczny, stosując analizę sitową. Wartości współczynnika filtracji k w strefie saturacji obliczono

metodą wzorów empirycznych za pomocą arkusza kalkulacyjnego *HydroGeoSieveXL* (Devlin, 2015).

Jako sumę rocznych opadów atmosferycznych P przyjęto średnią z wielolecia 2006–2019, czyli 539,80 mm/rok (<https://www.weatheronline.pl/>). Ze względu na niewielki obszar badań nie uwzględniono przestrzennego zróżnicowania sumy opadów.

Wartości współczynnika infiltracji α , zależnego od rodzaju utworów przypowierzchniowych, przyjęto na podstawie arkusza Wyszków *Mapy Litogenetycznej Polski w skali 1 : 50 000* (Kucharska, 2016), arkusza Wyszków *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 50 000* (Kucharska, Pochocka-Szwarc, 2012) oraz wyników badań własnych. Mieszczą się one w przedziale od 0,05 (iły) do 0,30 (piaski gruboziarniste i pospółki), jednak przeważnie wynoszą 0,25–0,30 (Kucharska, 2016; Kucharska, Pochocka-Szwarc, 2012).

Wartości współczynnika β , zależnego od rodzaju pokrycia i zagospodarowania powierzchni terenu, przyjęto na podstawie danych bazy użytkowania terenu *Corine Land Cover*, zgodnie z którą lasom i mokradłom śródładowym przypisano wartość 0,90, natomiast terenom zielonym nierolniczym, gruntom uprawnym, uprawom trwałym, zróżnicowanym terenom rolniczym, łąkom, terenom o zróżnicowanej roślinności naturalnej, terenom zabudowanym stref przemysłowych, handlowych i związanych z komunikacją przypisano wartość 1,00.

Kąty nachylenia powierzchni terenu ustalono na podstawie danych NMT. Za Dudą i in. (2011) przyjęto następujące wartości współczynnika γ :

- $\gamma = 1,00$, gdy kąt nachylenia powierzchni jest mniejszy niż $0,5^\circ$;
- $\gamma = 0,95$, gdy kąt nachylenia powierzchni wynosi $0,5-2^\circ$;
- $\gamma = 0,90$, gdy kąt nachylenia powierzchni wynosi $2-4^\circ$.

Rozkład przestrzenny wartości współczynnika δ , którego wartość zależy od głębokości występowania zwierciadła wód podziemnych, odczytano z mapy hydroizohips opracowanej na podstawie danych terenowych oraz CBDH (ryc. 2). Zgodnie z zaleceniami Dudy i in. (2011) obszarom, na których zwierciadło wód podziemnych występuje na głębokości mniejszej niż 2 m, przypisano wartość współczynnika 0,6, natomiast terenom, gdzie znajduje się ono poniżej 2 m p.p.t., przydzielono wartość współczynnika 1.

Tab. 1. Prędkość i natężenie przepływu wód w rzece Fiszor i kanale Dopływ Karolewa oraz parametry poprzecznych przekrojów koryt tych cieków

Table 1. Velocity and intensity of water flow in the River Fiszor and the Karolewo tributary channel, as well as the parameters of the cross-sections of the channels of these watercourses

| Lokalizacja pomiaru <i>Place of measurement</i> | | Szerokość koryta cieku wodnego <i>Watercourse width</i> [m] | Wysokość słupa wody <i>Water column height</i> [m] | Prędkość przepływu <i>Flow velocity</i> [m/s] | Natężenie przepływu <i>Flow intensity</i> [m ³ /s] |
|--|--------------------|--|--|---|---|
| Rzeka Fiszor <i>River Fiszor</i> | Zabrodzie-Zazdrość | 2,00 | 0,26 | 0,25 | 0,33 |
| | Gaj | 2,95 | 0,35 | 0,41 | 0,42 |
| | Młynarze | 35,45 | 2,50 | 0,12 | 6,94 |
| Dopływ Karolewa <i>Karolewo tributary</i> | Marianów | 1,50 | 0,15 | 0,13 | 0,04 |
| | Sekundówka | 1,80 | 0,42 | 0,29 | 0,22 |

Numeryczne modelowanie przepływu wód podziemnych

Infiltrację efektywną i dopływ lateralny wyznaczono za pomocą numerycznego modelowania przepływu wód podziemnych, wykorzystując programy *ArcGIS v. 10.3* oraz *VisualMODFLOW 3.1.0*. Do konstrukcji modelu wykorzystano wyniki badań własnych, m.in. z wierceń i pomiarów położenia zwierciadła wód podziemnych, a także dane CBDH odnoszące się do obszaru badań. Dużą uwagę poświęcono kalibracji modelu.

Model koncepcyjny. W celu odwzorowania budowy geologicznej oraz zasad funkcjonowania systemu wodonośnego obszaru badań utworzono model koncepcyjny utworów czwartorzędowych użytkowego poziomu wodonośnego, który jest zasilany głównie przez opady atmosferyczne. Granice modelu pokrywają się z opisanymi wcześniej granicami obszaru badań. W modelu wyróżniono 3 warstwy (ryc. 3):

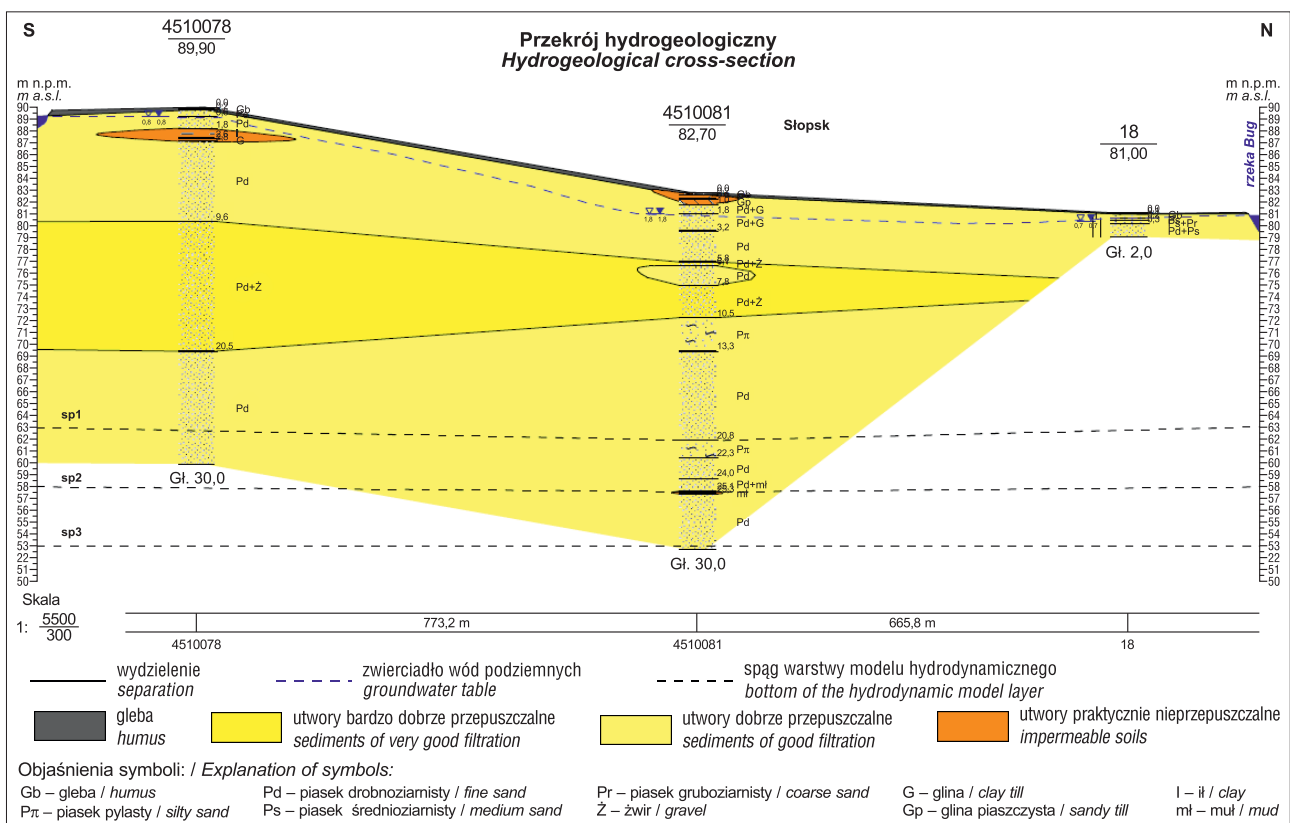
- pierwsza warstwa (o miąższości 7–27 m) odpowiada utworom przepuszczalnym – piaskom i żwirom występującym głównie w pobliżu koryt rzecznych. Warstwę tę nawiercono we wszystkich otworach dokumentacyjnych. W większości z nich obserwowano swobodne zwierciadło wód podziemnych. Przestrzenny rozkład wartości współczynnika filtracji tej warstwy uzyskano stosując interpolację wyników własnych badań granulometrycznych;
- druga warstwa (o miąższości 4–8 m) charakteryzuje się gorszymi właściwościami filtracyjnymi. Występują w niej niewielkie soczewki utworów słabo

przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych (ryc. 3). Wedle danych zgromadzonych w CBDH (pochodzących z próbnych pompowań) korzystniejsze właściwości filtracyjne mają utwory w obszarze przyrzecznym. Współczynniki filtracji osadów określono na podstawie klasyfikacji Pazdry (1983);

- trzecia warstwa (o miąższości 5–18 m) składa się z piasków drobnoziarnistych, w których lokalnie występują wkładki mułu (ryc. 3). Współczynnik filtracji tej warstwy na przeważającym obszarze przyjmuje wartość 22 m/d. Spąg warstwy znajduje się na głębokości 28–37 m i spoczywa na warstwie gliny zwałowej.

Model hydrodynamiczny. Sformułowano początkowe i brzegowe warunki modelu hydrodynamicznego. Wprowadzono do niego parametry charakteryzujące warstwy obliczeniowe, m.in. wartości współczynnika filtracji, dane o liczbie poziomów wodonośnych i rzędnych ich zwierciadeł oraz o studniach – ich lokalizacji, głębokości i rzędnych występowania zwierciadła wody. W celu wyznaczenia warunku brzegowego modelu, jaki należało zadać odnośnie południowej i południowo-zachodniej granicy terenu badań, gdzie znajduje się rów melioracyjny, rozpoznano występowanie w nim miejsc suchych i okresowo suchych.

Do rozwiązania równania przepływu wód podziemnych użyto metody różnic skończonych, a obszar pokryto ortogonalną siatką dyskretyzacji. Zastosowany krok dyskretyzacji wynosił $x = y = 50$ m. Tak podzielony model zawierał 246 kolumn i 83 wiersze. Dyskretyzacji dokonano też w przestrzeni pionowej, dzieląc obszar na trzy warstwy.



Ryc. 3. Przekrój hydrogeologiczny przez Dolinę Bugu na podstawie pomiarów własnych oraz CBDH. Lokalizacja zaznaczona na ryc. 1
Fig. 3. Hydrogeological cross-section through the Bug River Valley based on own measurements and CBDH. Location marked in Fig. 1

Do odwzorowania górnej powierzchni modelu posłużono się numerycznym modelem powierzchni terenu wykonanym w programie *ArcGIS*. Pozyskane dane poddano obróbce cyfrowej z zastosowaniem metody *Topo to Raster*, a następnie przekonwertowano z pliku rastrowego do formatu *GRD* (.*grd*, *Surfer 13 Demo*), aby można było wykorzystać je w programie *VisualMODFLOW*. Podobną procedurę wykonano podczas tworzenia spągu warstw modelu hydrodynamicznego.

Warunki brzegowe rodzaju II zastosowano w wariancie *Recharge* – zasilanie systemu wodonośnego, które przypisano do warstwy przy powierzchni terenu. Wejściowe wartości zasilania przyjęto w przedziale od 15 mm/rok (na obszarze występowania ilów) do 162 mm/rok (gdzie są żwiry lub żwiry piaszczyste). Warunek brzegowy II rodzaju zastosowano również w wariancie *Well*, który jest stosowany do symulowania działania studni. W ponad połowie studni na terenie badań część roboczą filtra zamontowano w granicach trzeciej warstwy modelu. Tylko dwie studnie są zafiltrowane w drugiej warstwie. Warunek II rodzaju zastosowano z uwzględnieniem szczelnej granicy w spągu.

Warunek brzegowy III rodzaju zastosowano do zasymulowania pracy rowu melioracyjnego na południu terenu. Nie jest to typowy rów drenujący, ponieważ na niektórych jego odcinkach zachodzi infiltracja, a na znacznej długości jest on suchy. W związku z tym zamiast warunku *Drain* wybrano warunek *General Head Boundary*. Warunek ten został również zastosowany do niżej leżących warstw jako granica otwarta. W celu określenia relacji cieków powierzchniowych z systemem wodonośnym zastosowano także warunek III rodzaju w formie pakietu typu *River*. Określono opory filtracyjne pomiędzy systemem wodonośnym a rzekami, spowodowane obecnością utworów organicznych o drobnej frakcji, tworzących strefę kolmatacji w strefie przykorytowej. Pakiet *River* wykorzystano także do wyznaczenia pozostałych granic modelu, czyli rzek Bug i Fiszor oraz zawodnionej części rowu melioracyjnego Dopływ Karolewa. Wykorzystano też pakiet *Evapotranspiration* (warunek III rodzaju), który symuluje parowanie ze strefy pełnego nasycenia, liczone w bilansie wodnym jako wydatek strumienia ze strefy saturacji. Proces parowania jest silnie uzależniony od głębokości występowania zwierciadła wód podziemnych i zróżnicowany przestrzennie. Warunek ten przypisuje się pierwszej warstwie modelu. Założono, że w południowej części terenu badań ewapotranspiracja wynosiła 100 mm/rok i zanikała na głębokości 1 m. Natomiast w północnej części obszaru badań wynosiła 150 mm/rok i również proces ten zanikał na głębokości 1 m.

Do wyliczenia objętości wody w zadanej przestrzeni, a także wielkości parowania, zasilania oraz drenażu zastosowano pakiet *Zone Budget* oprogramowania *VisualMODFLOW*. Obszar badań podzielono na 3 strefy odpowiadające zlewniom cieków powierzchniowych występujących na badanym terenie.

Kalibracja i weryfikacja modelu. Dążąc do ograniczenia błędów i uzyskania jak najdokładniejszych wyników analizy za wskaźnik poprawności funkcjonowania modelu hydrodynamicznego przyjęto minimalizację różnic pomiędzy pomierzonymi stanami wód podziemnych a wyliczonymi na podstawie modelu. Błędy pomiarowe przedstawiono w programie *VisualMODFLOW* za pomocą czterech parametrów: błędu średniego *RM*, błędu

Tab. 2. Błędy statystyczne modelu przepływu wód podziemnych
Table 2. Statistical error values of the groundwater flow model

| Typ błędu <i>Type of error</i> | Wartość błędu <i>Error value</i> |
|---|-------------------------------------|
| Błąd średni <i>RM</i> <i>Average error RM</i> | 0,225 m |
| Błąd średni absolutny <i>ARM</i> <i>Average absolute error ARM</i> | 0,498 m |
| Błąd <i>RMS</i> <i>Error RMS</i> | 0,603 m |
| Znormalizowany błąd <i>nRMS</i> <i>Normalised nRMS error</i> | 5,56% |

średniego absolutnego *ARM*, błędu średniego kwadratowego *RMS* oraz znormalizowanego błędu *nRMS* (tab. 2).

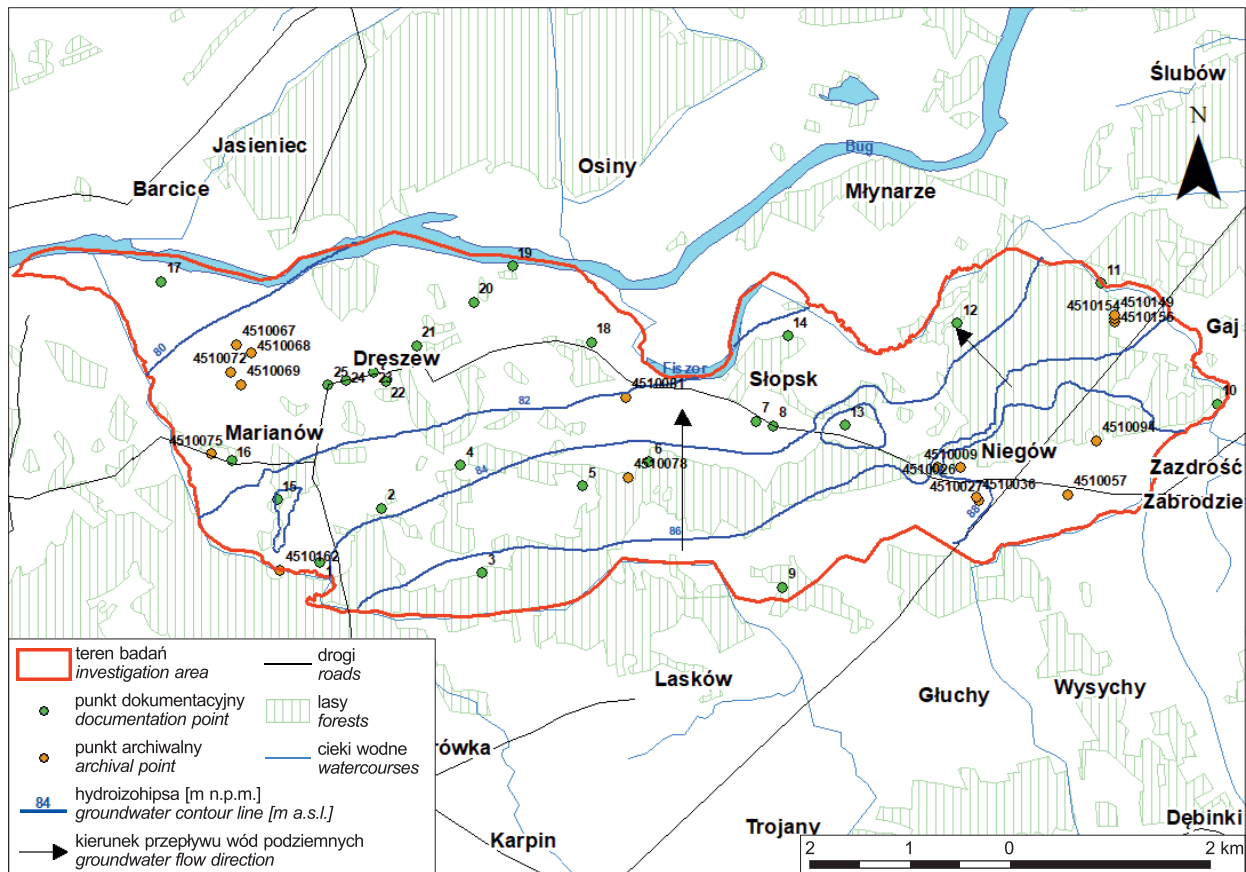
W ramach weryfikacji modelu porównano mapę hydroizohips opracowaną na podstawie wyników własnych pomiarów terenowych oraz danych CBDH (ryc. 2) z mapą hydroizohips uzyskaną w wyniku modelowania matematycznego (ryc. 4), a także z arkuszem Wyszków *Mapy hydrogeologicznej Polski* (Bentkowski, 2002b). Poprawność modelu zweryfikowano również poprzez porównanie wartości modułów odpływu wód podziemnych wyliczonych na podstawie pomiarów terenowych z uzyskanymi w wyniku modelowania matematycznego. Rozwiązanie odwrotne, podczas modelowania hydrodynamicznego uzyskano wartość infiltracji efektywnej, którą porównano z zasilaniem wód podziemnych wyznaczonym metodą wskaźnikową. Po skalibrowaniu modelu uzyskano przestrzenny rozkład wysokości hydraulicznej obszaru badań.

WYNIKI

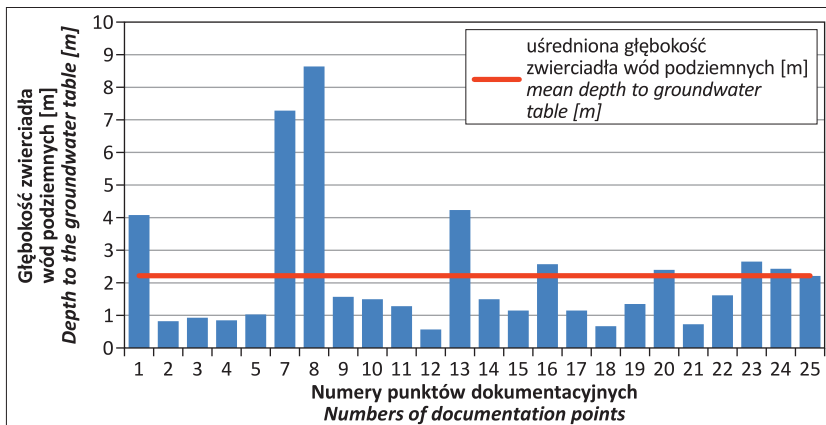
W lipcu 2018 r. na podstawie pomiarów własnych stwierdzono, że zwierciadło wód podziemnych w obszarze badań znajduje się na wysokości 78,20–92,45 m n.p.m., średnio 2,22 m p.p.t. (ryc. 5). Rzędne tego zwierciadła stopniowo zmniejszały się w kierunku północno-zachodnim, gdzie znajduje się koryto Bugu. W dwóch punktach w środkowej części terenu badań, gdzie poziom wód podziemnych utrzymywał się na wysokości 84–86 m n.p.m., udokumentowano występowanie zwierciadła wody na rzędnych powyżej 90 m n.p.m. (ryc. 2). Prawdopodobnie natrafiono tam na przypowierzchniowe wody zawieszane. Najpłycej zwierciadło wód podziemnych występuje w północnej części terenu badań, gdzie obecność wody stwierdzono na głębokości 0,57 m p.p.t. (12 punkt pomiarowy na ryc. 1 i 5), a najgłębiej (8,64 m p.p.t.) w studni 8 we wsi Słopsk w centrum obszaru badań (ryc. 1 i 5).

Wedle danych CBDH w latach 70. i 80. XX w. na większości obszaru zwierciadło wód podziemnych występowało nieco głębiej niż w trakcie pomiarów w 2018 r. Średni poziom zwierciadła wód podziemnych wynosił wówczas 2,98 m p.p.t. (ryc. 6) i był dodatkowo obniżony przez niskie położenie zwierciadła wody w 5 studniach koło Niegowa w zachodniej części terenu badań – od 5 do ponad 9 m p.p.t.

Na całym obszarze badań w pokrywie osadów przypowierzchniowych przeważają piaski czwartorzędowe. W pobliżu koryt Bugu i Fiszoru na ogół występuje piasek średnioziarnisty z domieszką gruboziarnistego i części organicznych. Współczynnik *k* tych osadów wynosi od 5 do

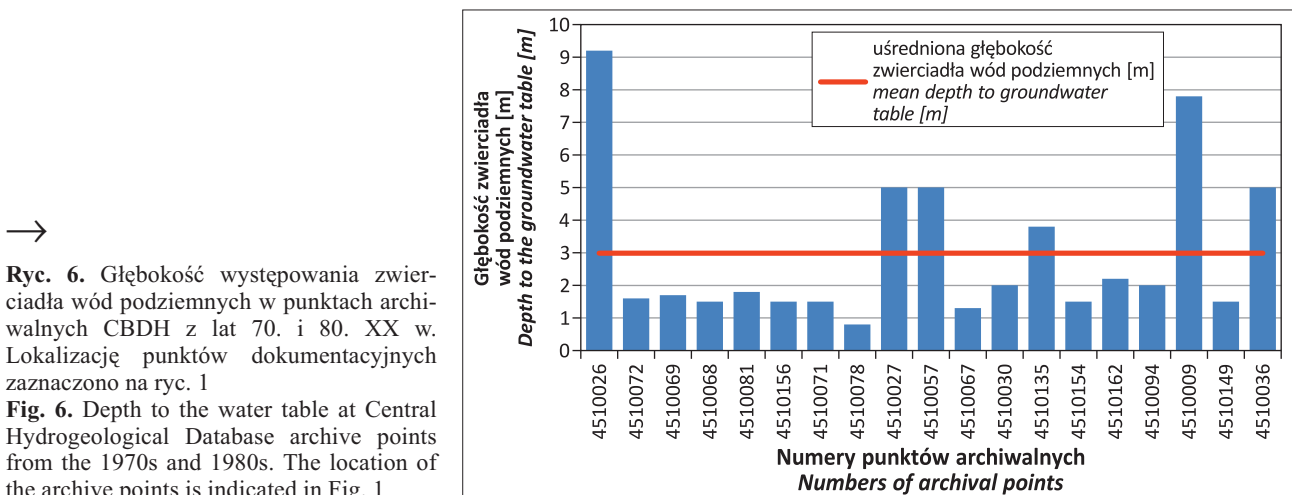


Ryc. 4. Mapa hydroizohips obszaru badań opracowana na podstawie modelu hydrodynamicznego
 Fig. 4. Map of hydroisohyps of the study area developed from the hydrodynamic model



Ryc. 5. Głębokość występowania zwierciadła wód podziemnych w lipcu 2018 r. Lokalizację punktów pomiarowych zaznaczono na ryc. 1

Fig. 5. Depth to the groundwater table in July 2018. The location of the measurement points is indicated in Fig. 1



Ryc. 6. Głębokość występowania zwierciadła wód podziemnych w punktach archiwalnych CBDH z lat 70. i 80. XX w. Lokalizację punktów dokumentacyjnych zaznaczono na ryc. 1

Fig. 6. Depth to the water table at Central Hydrogeological Database archive points from the 1970s and 1980s. The location of the archive points is indicated in Fig. 1

Tab. 3. Zestawienie modułów odpływu wód podziemnych wyliczonych na podstawie pomiarów terenowych z uzyskanymi w wyniku modelowania matematycznego**Tab. 3.** Comparison of groundwater outflow modules calculated from field measurements with those obtained from mathematical modelling

| Ciek powierzchniowy <i>Surface watercourse</i> | Moduł odpływu wód [$\text{m}^3/\text{d} \times \text{km}^2$] wyliczony na podstawie <i>Modulus of water outflow [$\text{m}^3/\text{d} \times \text{km}^2$] calculated on the basis of</i> | |
|---|---|--|
| | pomiarów terenowych <i>field measurements</i> | modelu matematycznego <i>mathematical model</i> |
| Rzeka Fiszor / <i>River Fiszor</i> | 2,72 | 2,93 |
| Rów melioracyjny Dopływ Karolewa / <i>Drainage ditch Karolewo tributary</i> | 0,11 | 0,19 |

22 m/d. Jedynie w punkcie badawczym usytuowanym blisko koryta rzeki Fiszor współczynnik filtracji osiągnął aż 88 m/d.

Moduły podziemnego odpływu wód wyliczone na podstawie wyników pomiarów terenowych w 2018 r. są nieco mniejsze od wyliczonych metodą modelowania numerycznego (tab. 3). Najprawdopodobniej przyczyniły się do tego specyficzne warunki klimatyczne w 2018 r., który był wyjątkowo suchy. Średnia roczna suma opadów w tym roku wyniosła 420,10 mm/rok, natomiast średnia z wielolecia 2006–2019 – 539,80 mm/rok.

Głównym źródłem zasilania czwartorzędowej warstwy wodonośnej na obszarze badań jest infiltracja opadów atmosferycznych – przypada na nią prawie 60% zasilania (tab. 4). Mniejsze znaczenie ma pod tym względem dopływ lateralny. Drenaż rzeczny (głównie poprzez rzekę Bug) stanowi blisko 60% rozchodów w bilansie wodnym wydzielonego systemu wodonośnego.

Metoda wskaźnikowa

Średnia infiltracja efektywna opadów atmosferycznych R w wieloleciu 2006–2019, obliczona z zastosowaniem wzoru zaproponowanego przez Witczaka, wynosi 85,37 mm/rok. W przeważającej części badanego obszaru infiltracja efektywna przekracza 60 mm/rok (ryc. 7), co jest typowe dla dolin rzecznych (Krogulec, 2004, 2008; Zabłocki, 2012). Najmniejsze wartości infiltracji odnotowano w miejscach izolacji poziomego wodonośnego od powierzchni terenu przez warstwę iłłów. Obniżoną infiltrację zaobserwowano także na obszarach wyschniętych starorzeczy, gdzie przesiąkanie wód utrudniają namuły. Nie stwierdzono zmniejszenia infiltracji na terenach o większych spadkach terenu (południowy fragment obszaru badań). Największe wartości infiltracji efektywnej pokrywają się z obszarami, gdzie zwierciadło wód podziemnych występuje na głębokości ponad 2 m, a przeważającym sposobem użytkowania są łąki i pastwiska.

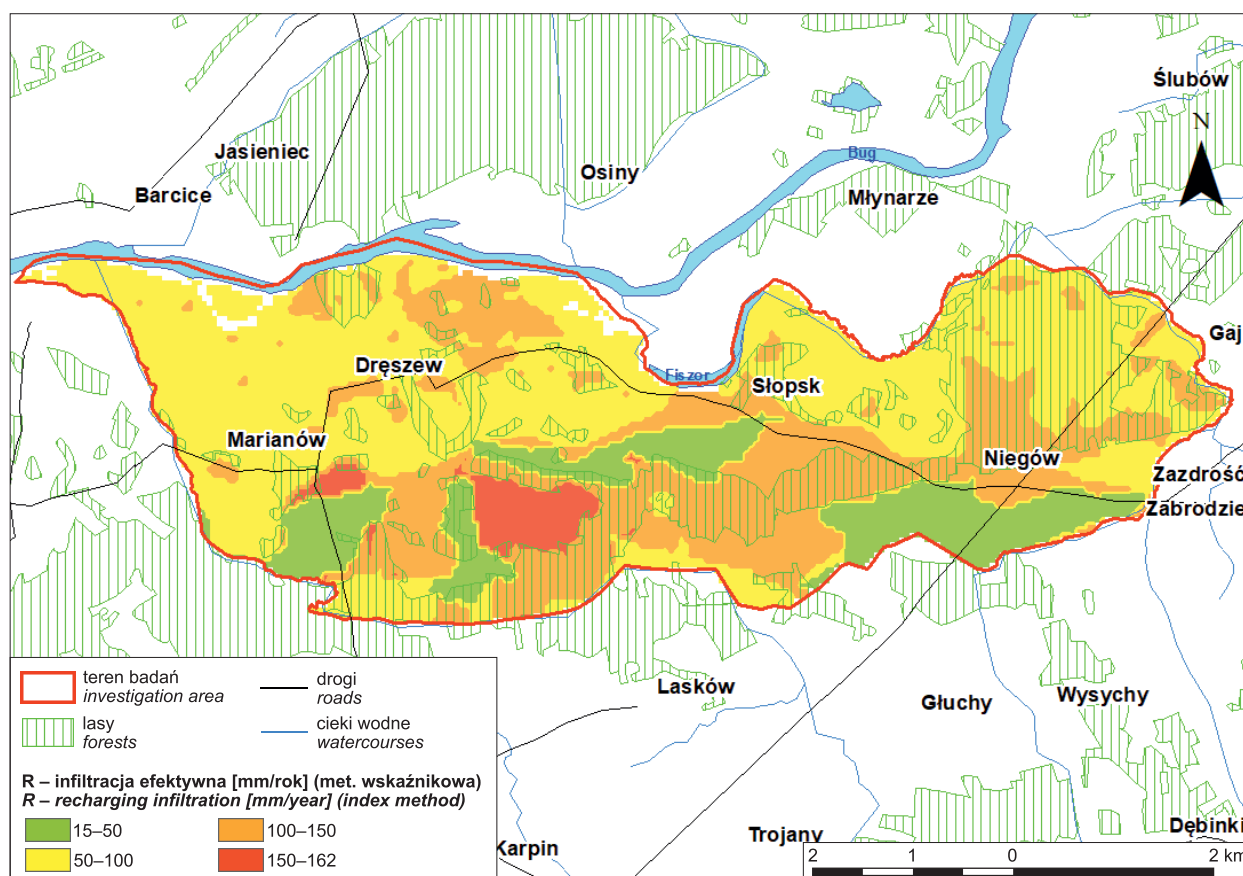
Modelowanie numeryczne

Średnia infiltracja efektywna na obszarze badań wyznaczona z zastosowaniem metody modelowania matematycznego wyniosła 83,94 mm/rok. Stwierdzono, że zwierciadło wód podziemnych układa się współkształtnie do powierzchni terenu, na rzędnych od 80 do 88 m n.p.m. (ryc. 4). Wody podziemne płyną w kierunku północno-zachodnim. W południowym fragmencie obszaru badań, na terenie Równiny Wołomińskiej uwidacznia się zagęszczenie hydroizohips. Jest to obszar różnicowany morfologicznie, na którym występują wydmy, wzniesienia i wały, ale

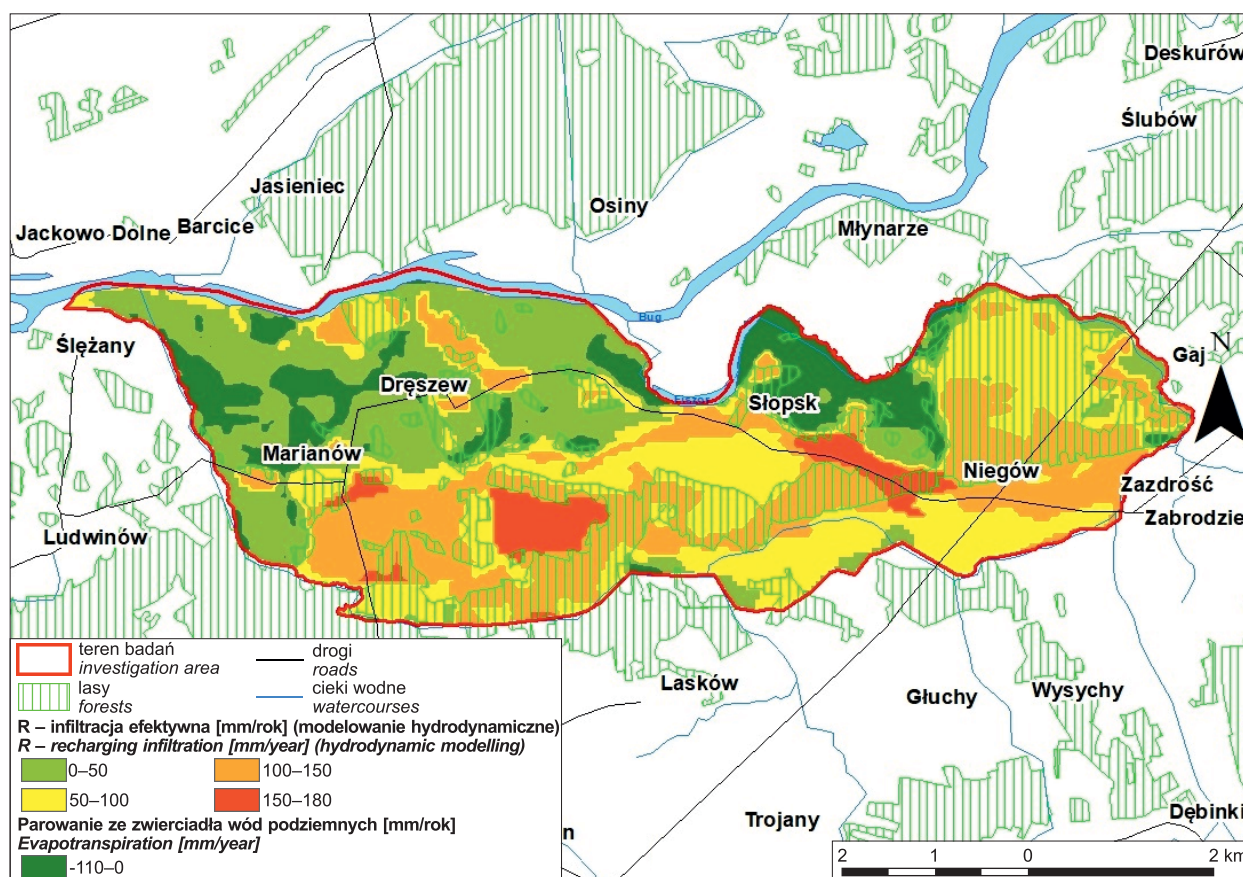
Tab. 4. Bilans wodny wydzielonego systemu wodonośnego
Tab. 4. Water balance of the entire separated aquifer

| Przychody <i>Revenue</i> | [m^3/d] | [%] |
|--|---------------------------|-------|
| Infiltracja rzeczna <i>River infiltration</i> | 425,45 | 3,62 |
| Infiltracja opadów atmosferycznych <i>Rainfall infiltration</i> | 7103,23 | 58,7 |
| Dopływ lateralny <i>Lateral inflow</i> | 4 572,73 | 37,79 |
| Przychody łącznie <i>Total revenue</i> | 12 101,41 | 100 |
| Rozchody <i>Outflows</i> | [m^3/d] | [%] |
| Drenaż rzeczny <i>River drainage</i> | 6 925,23 | 57,23 |
| Pobór studni <i>Well intake</i> | 961,4 | 7,95 |
| Odpływ lateralny <i>Lateral outflow</i> | 2 647,72 | 21,88 |
| Parowanie z powierzchni zwierciadła <i>Evaporation from water table surface</i> | 1 565,81 | 12,94 |
| Rozchody łącznie <i>Total outflows</i> | 12 100,15 | 100 |

obecne są również liczne obniżenia z podmokłościami, a niekiedy woda utrzymuje się ponad powierzchnią terenu. Zagęszczenie hydroizohips może świadczyć o istnieniu lokalnych stref o utrudnionym przepływie wody, wynikającym z litologii. Brak zagęszczenia hydroizohips i ich równoległe ułożenie w północnej części obszaru badań, należącej do Doliny Dolnego Bugu, wskazują na niewielką zmienność rzędnych zwierciadła pierwszego poziomu wodonośnego, jednolitą, nieskomplikowaną budowę geologiczną strefy aeracji oraz niewielkie spadki terenu. Główną bazą drenażu jest rzeka Bug, o czym świadczy kształt hydroizohips i kierunek przepływu wód podziemnych. We wschodnim fragmencie obszaru badań część odpływu wód podziemnych przechwytyje rzeka Fiszor, zmieniając nieco główny nurt przepływu wód podziemnych. Natomiast układ hydroizohips w południowej części obszaru badań wskazuje na infiltrację wód z rzeki Fiszor do gruntu. Północny fragment terenu badań charakteryzuje się silnym parowaniem (ryc. 8). Zwierciadło wód podziemnych występuje tam przeważnie na głębokości do 2 m p.p.t. Wzmocniona ewapotranspiracja osiąga 100 mm/rok i dominuje nad infiltracją efektywną, która w tym rejonie wynosi ok. 50 mm/rok. Na południu obszaru badań zasilanie osiąga 180 mm/rok, podczas gdy infiltracja efektywna kształtuje



Ryc. 7. Mapa infiltracji efektywnej opracowana na podstawie pomiarów własnych, danych CBDG oraz CBDH
 Fig. 7. Map of effective infiltration developed from own measurements, CBDG and CBDH data



Ryc. 8. Mapa infiltracji efektywnej uzyskana z modelu hydrodynamicznego
 Fig. 8. Recharging infiltration map obtained from the hydrodynamic model

się głównie w granicach 0–100 mm/rok, lokalnie 100–150 mm/rok, a sporadycznie powyżej 150 mm/rok lub przyjmuje wartości ujemne.

Warunki hydrogeologiczne przedstawione na mapie hydroizohips opracowanej na podstawie wyników pomiarów własnych oraz danych CBDH (ryc. 2) są dobrze dopasowane do przedstawionych na mapie hydroizohips uzyskanej w wyniku modelowania matematycznego (ryc. 4), a także na arkuszu Wyszków *Mapy hydrogeologicznej Polski* (Bentkowski, 2002b), co oznacza, że model matematyczny dobrze odzwierciedla rzeczywiste działanie rozpatrywanego systemu wodonośnego.

PODSUMOWANIE

Do obliczenia infiltracji efektywnej we fragmencie doliny Bugu w okolicy wsi Dręszew (powiat wołomiński, województwo mazowieckie) zastosowano dwie metody badań: wskaźnikową i modelowania numerycznego. Średnia wartość infiltracji efektywnej wyznaczona metodą wskaźnikową wyniosła 85,38 mm/rok, a obliczona metodą modelowania matematycznego – 83,94 mm/rok. Można zatem stwierdzić, że stosując dwie odmienne metody obliczeń uzyskano podobne wyniki. Jednak wyniki te istotnie różnią się pod względem przestrzennej zmienności infiltracji efektywnej (ryc. 7 i 8). Infiltracja efektywna w północnej części terenu badań zgodnie z wynikami metody wskaźnikowej jest względnie duża (ryc. 7), a wedle rezultatów modelowania numerycznego bardzo mała (ryc. 8). Rozbieżność ta powstała prawdopodobnie na skutek zadania w trakcie modelowania dużej wartości parowania ze zwierciadła wód podziemnych w północnej części badań, gdzie zwierciadło pierwszego poziomu wód podziemnych występuje bardzo płytko – jego maksymalna głębokość wynosi 1 m. Na obszarze tym znajdują się liczne tereny zalewowe, w związku z czym warunki naturalne sprzyjają silnemu parowaniu. Ujemne wyniki infiltracji efektywnej świadczą o dominacji ewapotranspiracji nad infiltracją. Symulowanie warunków wzmożonego parowania w toku wyliczeń prowadzonych metodą wskaźnikową nie wpłynęło aż tak znacząco na wynik, jak w przypadku modelowania. W toku modelowania numerycznego uzyskano większy zakres wyników infiltracji efektywnej, ponieważ zastosowano pakiet *Evapotranspiration*, symulujący parowanie ze strefy pełnego nasycenia. Biorąc pod uwagę metodykę pozyskiwania danych do oceny infiltracji efektywnej za pomocą obu metod, a także uzyskane wyniki badań, należy uznać, że metoda modelowania matematycznego zapewnia większą wiarygodność wyników. Do takiego samego wniosku doszedł Zabłocki (2012), który również porównał te same dwie metody.

Dziękuję prof. dr. hab. Andrzejowi Sadurskiemu, dr Lidii Razowskiej-Jaworek oraz mgr. Zbigniewowi Kaczorowskiemu za sugestie merytoryczne i edytorskie.

LITERATURA

BARANIECKA M.D. 1982 – Sytuacja geologiczna i rozmieszczenie wydm okolic Warszawy. *Rocz. Glebozn.*, 33 (3–4): 33–52.
BENTKOWSKI A. 2002a – Objąsnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Wyszków (451). Państw. Inst. Geol.

BENTKOWSKI A. 2002b – Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Wyszków (451). Państw. Inst. Geol.
CBDG (Centralna Baza Danych Geologicznych) – <https://dokumenty.pgi.gov.pl/wyszukiwarka>
CBDH (Centralna Baza Danych Hydrogeologicznych – Bank HYDRO) – <https://www.pgi.gov.pl/psh/dane-hydrogeologiczne-psh/947-bazy-danych-hydrogeologiczne/9057-bankhydro.html>
CZYŻYK F., ŚWIERKOT Z. 2017 – Recharging infiltration of precipitation water through the light soil, in the absence of surface runoff. *J. Water Land Dev.*, 32 (1–3): 25–30.
DEVLIN J.F. 2015 – HydrogeoSieveXL: an Excel-based tool to estimate hydraulic conductivity from grain-size analysis. *Hydrogeol. J.*, 23 (4): 837–844.
DOWGIAŁO J. (red.), KLECZKOWSKI A.S., MACIOSZCZYK T., RÓŻKOWSKI A. 2003 – Słownik hydrogeologiczny. Państw. Inst. Geol.
DUDA R., WITCZAK S., ŻUREK A. 2011 – Mapa wrażliwości wód podziemnych Polski na zanieczyszczenie 1 : 500 000 – Metodyka i objaśnienia tekstowe. Wyd. AGH, Kraków.
GREENWOOD W.J., BUTTLE J.M. 2018 – Land cover controls on depression-focused recharge on the Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. *Hydrol. Process.*, 32 (12): 1909–1926.
GRINEVSKIY S., FILIMONOVA E., SPORYSHEV V., SAMARTSEV V., POZDNIakov S. 2018 – Evapotranspiration capture and stream depletion due to groundwater pumping under variable boreal climate conditions: Sudogda River Basin, Russia. *Hydrogeol. J.*, 26: 2753–2767.
GRUSZCZYŃSKI T., ZASZEWSKI D., KROGULEC E. 2016 – Procedura analizy przestrzennej do identyfikacji struktury systemu wodonośnego na potrzeby numerycznych obliczeń. [W:] VII Konferencja Naukowa – Modelowanie przepływu wód podziemnych, Zakopane, 9–12.10.2016: 7: 113–121.
<https://www.geoportal.gov.pl/>
<https://www.weatheronline.pl/>
KONDRACKI J. 2009 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
KROGULEC E. 2004 – Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej na podstawie przesłanek hydrodynamicznych. Wyd. Uniw. Warsz.: 48–70.
KROGULEC E. 2008 – Modelowa ocena zasilania i drenażu wód podziemnych w dolinie Wisły. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 431: 105–110.
KUCHARSKA M. 2016 – Mapa Litogenetyczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Wyszków. Państw. Inst. Geol.-PIB.
KUCHARSKA M., POCHOCKA-SZWARC K. 2012 – Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Wyszków (451). Państw. Inst. Geol.-PIB.
KUCHARSKA M., POCHOCKA-SZWARC K. 2012 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Wyszków (451). Państw. Inst. Geol.-PIB.
MACIOSZCZYK T. 1996 – Badania modelowe niecki mazowieckiej. *Prz. Geol.*, 44 (4): 397–400.
MACIOSZCZYK T., KAZIMIERSKI B. 1984 – Struktura bilansu wód podziemnych centralnego rejonu Niecki Mazowieckiej. Uniw. Warsz., Monografie, 3.
MCCALLUM J.L. 2010 – Impacts of climate change on groundwater in Australia: a sensitivity analysis of recharge. *Hydrogeol. J.*, 18: 1625–1638.
MICHALAK J., NAWALANY M., SADURSKI A. 2011 – Schematyzacja warunków hydrogeologicznych na potrzeby numerycznego modelowania przepływu w JCWPd. Państw. Inst. Geol.-PIB.
MIKOŁAJKÓW J., SADURSKI A. 2017 – Informator PSH. Główne Zbiorniki Wód Podziemnych w Polsce. Państw. Inst. Geol.-PIB.
PACZYŃSKI B., SADURSKI A. (red.) 2007 – Hydrogeologia regionalna Polski, tom I, Wody słodkie. Państw. Inst. Geol.
PAZDRO Z. 1983 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa: 352–376.
SIKORSKA-MAYKOWSKA M., MACIOSZCZYK T., ŚMIETAŃSKI L. 1980 – Aktualny stan rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego niecki mazowieckiej w świetle badań modelowych. [W:] I Symposium Współczesne Problemy Hydrogeologii, 1: 224–233; http://pph.psh.gov.pl/apex/pph.getfile?p_id=10024438648106
STACHURSKI M. 2006 – Wyznaczenie zasilania infiltracyjnego za pomocą zmodyfikowanego równania przepływu. *Geologos*, 10: 187–194.
WOŚ A. 1999 – Klimat Polski. PWN, Warszawa.
ZABŁOCKI S. 2012 – Ocena wielkości zasilania przypowierzchniowego poziomu wodonośnego w zlewni Osownicy (dorzecze Liwca) na podstawie wyników badań modelowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 451: 247–256.

Praca wpłynęła do redakcji 12.05.2022 r.

Akceptowano do druku 7.09.2022 r.