

Monografie
Komitetu
Gospodarki
Wodnej
Polskiej
Akademii
Nauk

Zeszyt 38

2015

Izabela JANKOWSKA

SEZONOWA I WIELOLETNIA
ZMIENNOŚĆ ZASOBÓW WODNYCH
STREFY AERACJI W ZLEWNI NIZINNEJ

WARSZAWA 2015

RADA REDAKCYJNA

Beniamin Więzik – WSA, Bielsko-Biała, przewodniczący
Kazimierz Banasik – SGGW, Warszawa, wiceprzewodniczący
Kaz Adamowski – University of Ottawa, Kanada
Jean Cunge – SOGREAH Grenoble, Francja
Małgorzata Gutry-Korycka – Uniwersytet Warszawski
Roman Krzysztofowicz – University of Virginia, USA
Zbigniew Kundzewicz – Zakład Badań Środowiska Rolniczego i Leśnego PAN, Poznań
Maciej Maciejewski – IMGW-PIB, Warszawa
Artur Magnuszewski – Uniwersytet Warszawski
Wojciech Majewski – IMGW-PIB, Warszawa
Jarosław Napiórkowski – Instytut Geofizyki PAN
Romuald Szymkiewicz – Politechnika Gdańska
Stanislas Wicherek – Université Paris IV Sorbonne, Francja

Sekretarz Redakcji

Ewa Sawicka-Madejska – Sekretarz Rady Redakcyjnej

01-673 Warszawa, ul. Podleśna 61

e-mail: kgw@imgw.pl

RECENZENT

dr hab. Urszula Somorowska, prof. UW

Opracowanie redakcyjne i skład

Karolina Racka, Rafał Stepnowski

Praca została przygotowana na podstawie rozprawy doktorskiej pt. *Sezonowa i wieloletnia zmienność zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni nizinnej* wykonanej na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, pod kierunkiem dr hab. Urszuli Somorowskiej

Badania, których wyniki prezentuje niniejsza publikacja, zostały współfinansowane ze środków Badań Własnych Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW oraz przez Unię Europejską ze środków Europejskiego Funduszu Społecznego i Budżetu Państwa w ramach Zintegrowanego Programu Operacyjnego Rozwoju Regionalnego

© Copyright by Komitet Gospodarki Wodnej Polskiej Akademii Nauk

© Copyright by IMGW-PIB

Utwór w całości ani we fragmentach nie może być powielany ani rozpowszechniany za pomocą urządzeń elektronicznych, mechanicznych, kopiujących, nagrywających i innych, bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich

SPIS TREŚCI

1. Wstęp	5
1.1. Znaczenie wód strefy aeracji w obiegu wody w zlewni	6
1.2. Metody pozyskiwania danych o zasobach wodnych strefy aeracji	12
1.3. Kierunki i metody badań zasobów wodnych strefy aeracji	17
2. Cel i zakres pracy	21
3. Materiał badawczy i metody badań	24
3.1. Zlewnia nizinna jako obiekt badań zasobów wodnych strefy aeracji	24
3.2. Materiał badawczy	30
3.2.1. Wilgotność objętościowa gleby według badań eksperymentalnych	30
3.2.2. Dane zapasu wody w strefie aeracji w globalnej bazie danych GLDAS ...	37
3.2.3. Dane hydrologiczne i meteorologiczne	39
3.2.4. Dane przestrzenne	40
3.3. Metody badawcze	43
3.3.1. Metodyka badań terenowych	43
3.3.2. Koncepcja stabilności czasowej	47
3.3.3. Metoda oceny zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni	50
3.3.4. Modelowanie stanu zasobów wodnych strefy aeracji z zastosowaniem modelu HBV	70
4. Zasoby wodne strefy aeracji w punktach pomiarowych i w zlewni	84
4.1. Uwilgotnienie profili glebowych	84
4.2. Zapas wody w profilach glebowych	88
4.3. Obszarowe uwilgotnienie gleby według koncepcji stabilności czasowej	90
4.4. Zróznicowanie przestrzenne uwilgotnienia gleby	93
4.5. Zasoby wodne strefy aeracji w zlewni	101
5. Rekonstrukcja szeregów czasowych zasobów wodnych strefy aeracji	108
5.1. Wyniki kalibracji i weryfikacji modelu HBV	108
5.2. Symulacja zasobów wodnych strefy aeracji	116
5.3. Interpretacja wyników modelowania	120
6. Dynamika zasobów wodnych strefy aeracji	123
6.1. Sezonowa zmienność zasobów wodnych strefy aeracji w latach 1980-2011	123
6.2. Sezonowa zmienność zasobów wodnych strefy aeracji według badań terenowych	128
6.3. Wieloletnia zmienność zasobów wodnych strefy aeracji w latach 1980-2011	141
7. Podsumowanie i wnioski	147
Literatura	150

Izabela JANKOWSKA

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
Państwowy Instytut Badawczy

**SEZONOWA I WIELOLETNIA ZMIENNOŚĆ
ZASOBÓW WODNYCH STREFY AERACJI
W ZLEWNI NIZINNEJ**

1. WSTĘP

Obieg wody w przyrodzie stanowi podstawowy przedmiot badań hydrologii (Eagleson 1978; Soczyńska 1997a). Przejawia się on w procesach wymiany wody między poszczególnymi elementami środowiska przyrodniczego, podczas których woda podlega transformacji, zmieniając stan skupienia. Przebieg procesów hydrologicznych determinuje chwilowe zasoby wodne, gromadzone w składowych ekosystemu. Rozpoznanie stanu tych zasobów należy do podstawowych zadań hydrologii (Jokiel 2004). Ważnym elementem ilościowej diagnozy zasobów wodnych jest również ocena ich dynamiki, w aspektach zmienności czasowej i zróżnicowania przestrzennego. Cel diagnostyczny jest jednym z czterech ogólnych celów rozważań dyscyplin geograficznych i stanowi podstawę realizacji trzech pozostałych – wyjaśniającego (teoretycznego), prognostycznego i aplikacyjnego (Chojnicki 1999). Rozpoznanie stanu zmiennych hydrologicznych pozwala zatem poszukiwać zależności między nimi oraz relacji z procesami chemicznymi, fizycznymi i biologicznymi, umożliwia podejmowanie prób ich prognozy oraz dostarcza wiedzy potrzebnej w zadaniach praktycznych.

Podstawą badań hydrologicznych jest określenie czasowej i przestrzennej skali, w której podjęte zagadnienie będzie rozważane. Czas i przestrzeń mogą być rozu-

miane jako immanentne właściwości epigeosfery (Gutry-Korycka 2001). Stanowią atrybuty, które umożliwiają opisywanie procesów hydrologicznych. Wybór skali czasu i skali przestrzeni jest zdeterminowany przez postawione cele. Zagadnienie czasowych i przestrzennych skal badawczych oraz problematyka skalowania, czyli przechodzenie od jednej skali badawczej do drugiej, nie są nowe w hydrologii i wielokrotnie powracały jako priorytetowe zadania m.in. w kontekście modelowania hydrologicznego (Blöschl, Sivapalan 1995; Becker, Braun 1999; Gutry-Korycka, Soczyńska 2000; Blöschl 2001; Gutry-Korycka 2001; Vinogradov i in. 2011). Jednak łączenie badań hydrologicznych w skali punktu i w skali zlewni pozostaje nadal otwartym zadaniem badawczym (Somorowska 2006).

Przedmiotem badań niniejszej pracy są zasoby wodne strefy aeracji, ograniczonej od góry powierzchnią terenu, a od dołu pierwszym zwierciadłem wody podziemnej. Głównym problemem badawczym jest rozpoznanie zmienności czasowej tych zasobów w wymiarze sezonowym i wieloletnim w zlewni Liwca. W badaniach uwzględniono problematykę oceny zróżnicowania przestrzennego warunków wilgotnościowych. Praca ma również charakter metodyczny. Zaproponowano procedurę połączenia przestrzennych skal badawczych – punktu pomiarowego i zlewni, która dodatkowo uwzględnia przestrzenną heterogeniczność zlewni. Umożliwiło to porównanie ilościowe zasobów wodnych strefy aeracji, określone różnymi metodami, oraz ocenę przydatności zastosowanych metod w badaniach dynamiki tego parametru. Podjęta tematyka wpisuje się w światowy kierunek współczesnych badań hydrologii. Dynamika zasobów wodnych strefy aeracji zaliczana jest do najważniejszych czynników wpływających na obieg wody (Jaworski 1991). Uważana jest za kluczowe zagadnienie również w pozostałych dyscyplinach geografii fizycznej (Legates i in. 2011).

1.1. Znaczenie wód strefy aeracji w obiegu wody w zlewni

Woda na Ziemi, podlegając przemianom fazowym, znajduje się w ciągłym ruchu, który stymulowany jest przez energię słoneczną i siłę grawitacji (Eagleson 1978; Gutry-Korycka, Soczyńska 1997). Ilościowym wyrazem procesów związanych z obiegiem wody, zgodnie z prawem zachowania masy, jest bilans wodny. Ogólne równanie bilansu wodnego uwzględnia opad atmosferyczny, odpływ rzeczny oraz parowanie. Sformułowali je pod koniec XIX w. niemieccy geografowie Brückner i Penck, a zmodyfikował na początku XX w. rosyjski hydrolog Oppokow, wprowadzając składową w postaci retencji (Gutry-Korycka, Soczyńska 1997). Retencja rozumiana jest jako czasowe zatrzymanie wody w zlewni (Kaniecki 1982; Po-

ciask-Karteczka 2006). Wyróżnia się retencję powierzchniową i podziemną. Retencja powierzchniowa często pomijana jest w obliczeniach bilansowych (Byczkowski 1996). Na retencję podziemną składają się zasoby wodne strefy aeracji oraz strefy saturacji (Somorowska 2006). W strefie aeracji woda w stanie ciekłym może występować jako woda związana fizycznie – higroskopowa i błonkowa, woda kapilarna oraz wolna woda grawitacyjna (Kowalik 2007). Szacuje się, że w skali całej Ziemi w strefie tej zgromadzonych jest ok. 16 500 km³ wody, co stanowi 0,001% całej hydrosfery i 0,05% objętości wód słodkich (Oki 2005).

Na stan retencji strefy aeracji wpływają procesy opadu atmosferycznego, wsiąkania wody opadowej, parowania oraz odpływu (Eagleson 1978; Newson 1994). Podstawowym źródłem wody w strefie aeracji są opady atmosferyczne, które mogą występować w postaci ciekłej bądź stałej. W przypadku opadów stałych, zasilanie strefy aeracji następuje w momencie ich topnienia. Szacuje się, że ok. 50-80% opadu wsiąka w glebę (Kowalik 2007). Wielkość ta uzależniona jest przede wszystkim od intensywności i rodzaju opadu, rzeźby terenu oraz rodzaju i stanu roślinności. Wraz z pojawieniem się opadu następuje proces zwilżania powierzchniowej strefy zlewni (Gutry-Korycka 1997). Woda opadowa wsiąka w glebę wówczas, gdy jej przepuszczalność jest większa od intensywności zasilania. Po wypełnieniu powierzchniowych form retencji oraz retencji warstwy gleby formuje się spływ powierzchniowy (Karwowski, Soczyńska 1989). Na formowanie się spływu powierzchniowego wpływa również ukształtowanie terenu, szczególnie nachylenie stoków. Na obszarach o bardziej urozmaiconej topografii uwilgotnienie gleby jest silniej zróżnicowane. Warunki wsiąkania wody opadowej modyfikuje roślinność poprzez jej przechwytywanie. Gęstsza roślinność zatrzymuje więcej wody. Wielkość intercepcji zależy od składu gatunkowego, wieku i struktury roślinności oraz jej stanu rozwoju wegetacyjnego (Gutry-Korycka 1980).

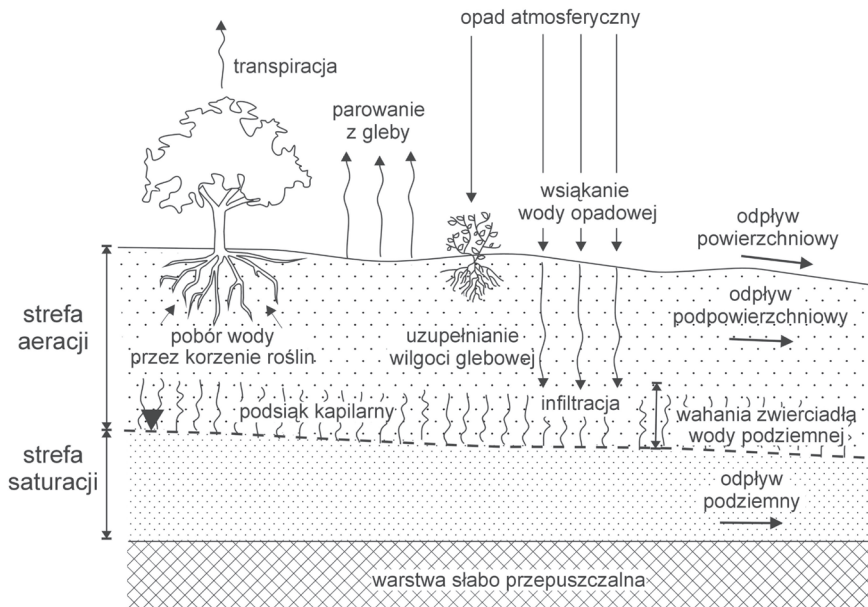
Wsiąkanie wody opadowej obejmuje proces uzupełniania wilgoci glebowej, głównie wody błonkowej i kapilarnej, a także proces infiltracji, tj. przenikania wody grawitacyjnej. Chwilowe warunki wsiąkania zależą od ilości wody w glebie. Gdy gleba osiągnie stan wilgotności odpowiadający połowej pojemności wodnej, woda infiltruje w dół, zasilając strefę saturacji, i powoduje wzrost położenia zwierciadła wody podziemnej. Mięszczość strefy aeracji ulega wówczas zmniejszeniu. Wzrost położenia zwierciadła wody podziemnej sprawia, że zasoby wodne strefy aeracji maleją, mimo że zawartość wody na jednostkę objętości gleby może wzrastać (Seibert i in. 2003). Strefa aeracji zbudowana jest z trzech faz: stałej, ciekłej i gazowej. Wsiąkanie wody opadowej i możliwości jej retencjonowania zależą przede wszystkim od budowy fazy stałej. Rozmiary cząstek mineralnych i organicznych decydują o wielkości i rozkładzie porów, które mogą gromadzić wodę i po-

wietrze glebowe (Hillel 1998). Utrzymywanie wody w glebie związane jest z działaniem różnych sił, m.in. adhezyjnych, przyciągania elektrostatycznego i wiązania osmotycznego (Marshall i in. 1996; Kowalik 2007). Siły te opisywane są za pomocą pojęcia potencjału wody glebowej (Bednarek i in. 2004). Zamiennie stosowane są również pojęcia ciśnienia ssącego oraz siły ssącej gleby. Relacje między ciśnieniem ssącym a zawartością wody w glebie określane są jako wilgotnościowa i retencyjna charakterystyka gleby (Soczyńska 1997b; Kowalik 2007).

Dodatkowym źródłem wody w strefie aeracji może być woda podsiąkająca z głębszych warstw bądź woda kondensacyjna. Tempo oraz wysokość podsiąku kapilarnego są odwrotnie proporcjonalne do wielkości ziaren, budujących strefę aeracji (Hillel 1998). Z tego względu zjawisko to odgrywa dużo większą rolę w gruntach drobnoziarnistych, gdzie może stanowić dodatkowy element w bilansie wodnym tej strefy. Z kolei ilość wody kondensacyjnej jest niewielka. Jej powstawaniu sprzyja zmienna temperatura gleby. W okresie zimowym wilgotność przypowierzchniowej warstwy gleby może wzrastać wskutek skraplania pary wodnej, przenikającej z głębszych, cieplejszych warstw (Radomski 1987).

Zasoby wodne strefy aeracji ulegają zmniejszeniu w wyniku procesu ewapotranspiracji. Jego intensywność i wielkość zależy m.in. od dopływu energii cieplnej, głównie w postaci promieniowania słonecznego, temperatury powierzchni parującej, jej albedo, rodzaju i gęstości roślinności, zasięgu systemu korzeniowego oraz rodzaju gleby (Jaworski 1997). Ważnym czynnikiem jest również dostępność wody, która może wyparować, czyli ilość wody w strefie aeracji. Schemat strefy aeracji wraz z procesami wpływającymi na stan zasobów wodnych w niej zgromadzonych przedstawia rys. 1.1. Złożoność tych procesów decyduje o chwilowym stanie uwilgotnienia, który jednocześnie warunkuje przebieg wielu z nich. Stan retencji strefy aeracji bezpośrednio wpływa na infiltrację i w konsekwencji na wielkość zasilania wód podziemnych. Decyduje o reakcji zlewni na opad i na topnienie pokrywy śnieżnej, tym samym wpływając na formowanie się odpływu (Eagleson 1978; Newson 1994).

Zależność zasobów wodnych strefy aeracji od wielu czynników, wykazujących znaczną zmienność w czasie, decyduje o dużych zmianach stanów tej formy retencji, obserwowanych zarówno w cyklu sezonowym, jak i wieloletnim (Vinnikov i in. 1996; Entin i in. 2000). Zmienność sezonowa wynika z sezonowości zasilania opadem oraz sezonowości rozchodu wody w wyniku parowania, co związane jest z dynamiką roślinności. Rytm wieloletni zmian zasobów wodnych strefy aeracji jest powiązany z rytmem zmian opadów atmosferycznych i ewapotranspiracji. Zasoby wodne strefy aeracji wykazują duże zróżnicowanie przestrzenne, widoczne w układzie poziomym i pionowym – w profilu glebowym (Kutílek, Nielsen 1994; Teuling, Troch 2005; Brocca i in. 2007).



Rys. 1.1. Schemat procesów wpływających na stan retencji strefy aeracji

Wiedza o czasowej i przestrzennej dynamice zasobów wodnych strefy aeracji jest kluczowa w wielu zagadnieniach badawczych, mających charakter zarówno badań podstawowych, jak i aplikacyjnych. Jest ona istotna w prognozowaniu przepływu rzek. Liczne prace badawcze dotyczą wpływu uwilgotnienia gleby na kształtowanie się odpływu ze zlewni (m.in. Scipal i in. 2005; Somorowska 2006; Koster i in. 2010). Zawartość wody w strefie aeracji kontroluje podział odpływu na składową powierzchniową i podziemną (Aubert i in. 2003). Większe uwilgotnienie sprzyja rozwojowi sypływu powierzchniowego. Rozpoznanie uwilgotnienia strefy aeracji w zlewni przyczynia się do poprawy wyników modeli hydrologicznych (Scipal i in. 2005). Brak informacji o początkowej zawartości wody w glebie podczas modelowania przepływów ekstremalnych może spowodować znaczne błędy i jest podstawą do podważenia prognozy (Mahanama i in. 2008).

Rozpoznanie dynamiki uwilgotnienia gleby przyczynia się do polepszenia prognoz klimatycznych, poprawy skuteczności regionalnych i globalnych modeli klimatu oraz modeli powierzchni ziemi (WMO 2008). W 2010 r. wilgotność gleby została uznana przez GCOS (ang. *Global Climate Observing System*) za kluczową zmienną dotyczącą klimatu ECV (ang. *Essential Climate Variables*), która wymaga stałego monitorowania. Stan uwilgotnienia strefy aeracji znacząco wpływa na procesy atmosferyczne. Interakcje między atmosferą i przypowierzchniową warstwą litosfery prowadzą do przestrzennego zróżnicowania klimatu. Podstawę koncepcji

regionalizacji klimatu stanowią relacje między dostępnością wilgoci w postaci opadów a zużyciem wody w procesie ewapotranspiracji. Zatem w dużej skali odzwierciedlają one warunki wilgotnościowe gleby danego regionu. W małej skali uwilgotnienie gleby jest podstawowym parametrem decydującym o przynależności terenu do danej jednostki topoklimatycznej (Paszyński i in. 1999).

Prognozowanie pogody w mezoskali za pomocą numerycznych modeli prognostycznych wymaga informacji o aktualnym uwilgotnieniu przypowierzchniowej warstwy gleby, która stanowi warunek początkowy pracy modelu. Wilgotność gleby znacząco wpływa na rozwój chmur (Ek, Holtslag 2004). Jej rozpoznanie przyczynia się do poprawy jakości opracowywanych prognoz (Schär i in. 1999). Redukcji ulegają wówczas błędy modelowanej temperatury blisko powierzchni ziemi oraz oceny przestrzennego zróżnicowania opadów (Dirmeyer 2000; Schlosser, Milly 2002).

Procesy wymiany energii i wilgoci między glebą a atmosferą mają ogromne znaczenie dla całego systemu klimatycznego (Schär i in. 1999). Globalne i regionalne modele klimatu wymagają dokładnej fizycznej parametryzacji tych procesów, aby symulowane wartości były jak najbardziej zbliżone do rzeczywistości. O trudności tego zagadnienia świadczy fakt, że największe różnice między modelami klimatu występują właśnie w opisie procesów glebowych. Poszczególne modele uwzględniają różną liczbę warstw gleby i różną ich miąższość, dla których obliczany jest przepływ energii i wilgoci. Ponadto duże zróżnicowanie przestrzenne wilgotności gleby komplikuje jej parametryzację w modelach numerycznych (Pan i in. 2001). Istnieje potrzeba dalszych badań prowadzących do polepszenia skuteczności modeli podsystemu uwilgotnienia gleby w modelach ogólnej cyrkulacji (GCMs) (Legates i in. 2011).

Rozpoznanie dynamiki wód strefy aeracji przyczynia się również do ulepszania modeli powierzchni ziemi (ang. *Land Surface Model*), dzięki którym wykonywane są obliczenia wymiany masy i energii między powierzchnią ziemi a atmosferą. Do walidacji tych modeli wymagane są pomiarowe dane wilgotności gleby (Dorigo i in. 2011b). Wyniki modeli powierzchni ziemi często stanowią warunek brzegowy dla regionalnych i globalnych modeli klimatu.

Zmiany zasobów wodnych strefy aeracji mogą stanowić również wskaźnik zachodzących zmian klimatu ze względu na dużą wrażliwość tego parametru na fluktuacje elementów meteorologicznych (Seneviratne i in. 2010). Zdaniem niektórych badaczy w ostatnich latach obserwuje się zmniejszanie zapasów wilgoci glebowej oraz wzrost zagrożenia suszą glebową (Jaworski 1996; Jasper i in. 2006; Somorowska 2008, 2009a, b). To z kolei negatywnie wpływa na zasoby wód podziemnych i powierzchniowych. Informacja o uwilgotnieniu gleby jest istotna w monitoringu suszy i może przyczynić się do racjonalnego gospodarowania zasobami wodnymi

zlewni. Problem susz glebowych, a w konsekwencji susz hydrologicznych, dotyczy wielu regionów świata, w tym również Polski. Zdaniem Paszczyka i Michalczyka (2012) szczególnie zagrożone są obszary środkowej Polski, a zjawiska ostrej suszy notowane są często we wschodniej części kraju. Pod koniec XX w. obserwowano również wzrost liczby oraz czasu trwania niżówek rzek środkowej Polski (Jokiel 2010).

Ze względu na dużą rolę uwilgotnienia gleby w podziale odpływu na składową powierzchniową i podziemną, decyduje ono o procesach erozji wodnej, zachodzących w zlewni (Fitzjohn i in. 1998; Nunes i in. 2009). Duże uwilgotnienie gleby może zwiększać zagrożenie erozją. Zatem jest to parametr wymagany w modelowaniu erozji wodnej. Ocena wielkości erozji gleb pomaga również szacować zagrożenie wód powierzchniowych na zanieczyszczenia.

Rozpoznanie zasobów wodnych w glebie ma również duże znaczenie praktyczne dla rolnictwa. Woda jest podstawowym czynnikiem decydującym o wielkości produkcji rolnej (Radomski 1987). Jest niezbędna w procesie fotosyntezy, chłodzi lub ogrzewa roślinę, stwarza środowisko dla procesów chemicznych i biochemicznych na zewnątrz rośliny oraz w jej tkankach i komórkach. W niej transportowane są składniki odżywcze oraz energia cieplna. Jednak zarówno nadmiar zasobów wodnych, jak i zbyt mała wilgotność gleby ograniczają wzrost roślin i obniżają plony (Kowalik 2007). W obszarach niezmeliorowanych wilgoć glebowa, pochodząca z infiltracji opadów, jest podstawowym źródłem wody dla roślin. Obecnie człowiek często przekształca właściwości gleby, stwarzając jak najbardziej optymalne warunki dla roślin, niezależnie od aktualnej sytuacji meteorologicznej. W obszarach zmeliorowanych, wykorzystanie zasobów wodnych i rolnicza produkcja będzie w dużej mierze zależeć od wiedzy o chwilowym stanie uwilgotnienia gleby. Zakłada się, że rośliny uprawne najbardziej ekonomicznie korzystają z wody, kiedy w warstwie ryzosfery wilgotność wynosi 60-70% w stosunku do pełnego nasycenia (Kowalik 2007). Dlatego możliwość stałego monitorowania uwilgotnienia gleby jest bardzo ważna. Rozpoznanie dynamiki uwilgotnienia gleby przyczynia się do dobrego zarządzania w zakresie wydajności produkcji rolnej.

Wymienione kwestie świadczą o dużym znaczeniu poznawczym i praktycznym badań zasobów wodnych strefy aeracji, a to sprawia, że stanowią ważny kierunek badań hydrologicznych prowadzonych w Polsce i na świecie. Odzwierciedla się to w wielu międzynarodowych projektach, podjętych w ostatnich dziesięcioleciach, mających na celu standaryzację metod pozyskiwania i gromadzenia danych o zasobach wilgoci glebowej oraz lepsze rozpoznanie ich zmienności w różnych skalach czasowych i przestrzennych.

1.2. Metody pozyskiwania danych o zasobach wodnych strefy aeracji

Rozpoznanie zmienności czasowej i zróżnicowania przestrzennego zasobów wodnych strefy aeracji wymaga zebrania materiału badawczego, który następnie poddawany jest analizie. Etap gromadzenia danych wraz z oceną ich jakości stanowi podstawę badań. Współcześnie informacje o zasobach wilgoci glebowej dostarczają pomiary *in situ* oraz badania satelitarne. Ponadto mogą być one szacowane na podstawie innych zmiennych hydrologicznych i meteorologicznych oraz danych o środowisku przyrodniczym za pomocą zależności empirycznych i matematycznych. Zależności te mogą być ujęte w postaci modeli hydrologicznych, klimatycznych i modeli powierzchni ziemi.

Retencja strefy aeracji w porównaniu z pozostałymi składowymi bilansu wodnego jest parametrem trudnym do oceny. Połowe badania zasobów wilgoci glebowej, nawet przy zastosowaniu nowoczesnych urządzeń pomiarowych, wymagają dużych nakładów pracy. Wynika to przede wszystkim z konieczności odsłonięcia profilu glebowego oraz precyzyjnego umieszczania w nim sond glebowych na różnych głębokościach. Istnieje możliwość zainstalowania urządzeń pomiarowych na stałe w glebie i ciągłego monitoringu uwilgotnienia gleby. Takie rozwiązanie stosowane jest często w zorganizowanych sieciach pomiarowych. Jednak w wielu regionach świata parametr ten nie jest powszechnie monitorowany lub stałe obserwacje wykonywane są od niedawna. Na brak długich serii danych oraz ujednoliconej metodyki pomiarów zwracali uwagę m.in. Walczak i Ostrowski (2004). Do powstawania nowych sieci pomiarowych wilgotności gleby przyczynia się rozwój technik pomiarowych, który przejawia się m.in. wzrostem precyzji urządzeń, zwiększeniem szybkości pomiaru oraz automatyzacją zapisu danych.

Najbardziej podstawową metodą oceny wilgotności gleby jest metoda suszarkowo-wagowa, zwana również grawimetryczną (Kutílek, Nielsen 1994; Bednarek i in. 2004). Jest to metoda inwazyjna, wymagająca pobrania próbek do analiz laboratoryjnych. Uniemożliwia to powtórny pomiar w tym samym punkcie. Zaletą tej metody jest duża precyzja pomiaru, która sprawia, że uzyskiwane wyniki często stanowią punkt odniesienia dla nowo opracowywanych metod. Mniej pracochłonna i zarazem mało dokładna jest metoda organoleptyczna, która polega na obserwacji i badaniu gleby dotykiem. Była stosowana przy opracowaniu *Atlasu uwilgotnienia gleb* (Kozłowski, Michalska 1995). Został on wykonany w Katedrze Agrometeorologii Akademii Rolniczej w Szczecinie na podstawie obserwacji Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (1965-1994) oraz wyników pomiarów wilgotności gleby wykonywanych przez stacje agrometeorologiczne akademii rolniczych (1961-1994). Do polowych metod oznaczania wilgotności gleby należą również m.in. metoda tensjometryczna i metoda pojemnościowa (Kutílek, Nielsen 1994),

a także metoda bliskiej podczerwieni (Hummel i in. 2001; Piechnik, Tomiak 2005). W licznych badaniach naukowych stosowana jest metoda neutronowa, wprowadzona przez amerykańskich naukowców Belchera i in. (Chanasyk, Naeth 1996 za Belcher i in. 1950). Na dużą precyzję pomiaru sond neutronowych wskazywali w latach dziewięćdziesiątych XX w. m.in. Evett i Steiner (1995). W Polsce była ona stosowana przez Przybyłą i Kozaczyka (1997). Przegląd technik pomiarowych wilgotności gleby można znaleźć w pracach m.in. Evetta i in. (2002) oraz Robinsona i in. (2008).

Obecnie powszechnie wykorzystywane są urządzenia działające w oparciu na metodzie reflektometrycznej TDR (ang. *Time Domain Reflektometry*). Umożliwia ona szybkie oznaczenie wilgotności objętościowej utworów porowych. W ostatnich dwóch dekadach metoda reflektometryczna zyskała ugruntowaną pozycję w światowych badaniach hydrologicznych, o czym świadczą liczne prace (Western i in. 1998; Jones i in. 2002; Brocca i in. 2007; Greco, Guida 2008). Metoda ta jest również stosowana w Polsce (Usovich 1999; Janik 2004; Brandyk i in. 2006; Somorowska 2006). W dużym stopniu przyczyniły się do tego prace nad jej rozwojem prowadzone w Instytucie Agrofizyki Polskiej Akademii Nauk w Lublinie, gdzie urządzenia TDR są opracowywane i wykonywane (Skierucha, Malicki 2004; Skierucha 2005; Skierucha, Wilczek 2007). W niniejszej pracy do polowego oznaczenia wilgotności gleby wykorzystano miernik wilgotności TDR, co szerzej opisano w rozdz. 3.3.1.

Najdłuższe na świecie regularne obserwacje wilgotności gleby *in situ* prowadzono od lat trzydziestych XX w. w sieci stacji agrometeorologicznych w byłym ZSRR. Zostały zgromadzone wraz z innymi seriami danych z ponad sześciuset stacji pomiarowych z całego świata w globalnej bazie danych uwilgotnienia gleb GSMDDB (ang. *Global Soil Moisture Data Bank*) (Robock i in. 2000). Obecnie serie te wraz z aktualnymi danymi pomiarowymi zbierane są i udostępniane w ramach międzynarodowego projektu ISMN (ang. *International Soil Moisture Network*), który został zainicjowany w 2006 r. przez GEWEX (ang. *Global Energy and Water Cycle Experiment*) przy współpracy z GEO (ang. *Group of Earth Observation*) i CEOS (ang. *Committee on Earth Observation Satellites*) (Dorigo i in. 2011b). Dodatkowym impulsem do rozwoju projektu było uruchomienie w 2009 r. misji badawczej satelity SMOS (ang. *Soil Moisture and Ocean Salinity*), który monitoruje uwilgotnienie gleby i zasolenie oceanów w zakresie promieniowania mikrofalowego (Kerr i in. 2010). Satelitę umieściła na orbicie Europejska Agencja Kosmiczna ESA (ang. *European Space Agency*), która jednocześnie wsparła finansowo inicjatywę ISMN (Dorigo i in. 2011a). Dane gromadzone w ramach ISMN mają stanowić wartości reperowe dla metod oceny uwilgotnienia gleby za pomocą technik satelitarnych oraz w modelach powierzchni ziemi, a także służyć do oceny zmian klimatu (Dorigo i in. 2011b). W bazie ISMN gromadzone są dane z ponad 1300 stacji pomiarowych,

które funkcjonują w ramach 35 sieci monitoringu, m.in. ze Stanów Zjednoczonych, Australii, Chin, Włoch, Niemiec, Francji i Hiszpanii. Największe naziemne sieci pomiarowe znajdują się w Stanach Zjednoczonych; wśród nich licząca 374 stacji – sieć SNOTEL (ang. *Snowpack Telemetry*), organizowana przez NRCS (ang. *National Resources Conservation Service*) oraz licząca 114 stacji – sieć USCRN (ang. *U.S. Climate Reference Network*), organizowana przez NOAA (ang. *National Oceanic and Atmospheric Administration*). W bazie ISMN znajdują się również dane z sześciu stanowisk pomiarowych zlokalizowanych w Polsce, które uzyskiwane są w polskim projekcie naziemnych badań walidacyjnych SWEX (ang. *Soil Water and Energy Exchange*) dla misji SMOS (Usowicz i in. 2009; Marczewski i in. 2010). Zarządzaniem bazą danych ISMN zajmuje się Uniwersytet Techniczny w Wiedniu (TU-Wien).

Stały naziemny monitoring wilgotności gleby w Polsce wdrażany jest od 2008 roku w ramach Systemu Monitoringu Suszy Rolniczej, który prowadzony jest przez Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa – Państwowy Instytut Badawczy w Puławach (Doroszewski i in. 2008). Pomiary wykonywane są za pomocą profilowej sondy pojemnościowej dwa razy w tygodniu, w okresie wegetacyjnym od kwietnia do października. Obecnie funkcjonuje dwadzieścia stacji pomiarowych rozmieszczonych w różnych regionach Polski (Doroszewski i in. 2012). Zbierane dane służą do bieżącej oceny dynamiki zmian uwilgotnienia gleby oraz wyznaczania rzeczywistego wpływu stresu wodnego na plony roślin. Pomiary wilgotności gleby są wykonywane również okresowo w ramach projektów naukowych przez różne instytucje badawcze.

Badania satelitarne, w przeciwieństwie do punktowych badań polowych, dostarczają obrazów zróżnicowania przestrzennego uwilgotnienia gleby dużych obszarów. Zapewniają obserwacje z rozdzielczością czasową kilku dni, zależną od trajektorii orbity. Teledetekcja satelitarna od połowy lat siedemdziesiątych XX w. dostarcza różnych technik badania uwilgotnienia gleby, wykorzystując zakresy promieniowania widzialnego, podczerwieni i mikrofalowego (Wang, Qu 2009). Metody teledetekcyjne nie są metodami bezpośredniego pomiaru. Pomierzony sygnał przekształcany jest za pomocą odpowiednich algorytmów matematycznych na wartości wilgotności gleby. Obecnie w satelitarnych badaniach uwilgotnienia gleby często wykorzystywane jest obrazowanie mikrofalowe, zarówno w systemie pasywnym, jak i aktywnym (Wagner i in. 2007; Gruhier i in. 2010). Mikrofałe obejmują zakres promieniowania o długości fali od kilku mm do ponad 1 m. Największą zaletą promieniowa mikrofalowego jest możliwość obrazowania niezależnie od pory doby i warunków pogodowych oraz zdolności wnikania mikrofal w środowisko (Njoku, Entekhabi 1996). Jednak ich głębokość penetracji w glebę jest niewielka i sięga od kilku do kilkunastu cm, zależnie od wykorzystywanego podzakresu długości mikrofały oraz stanu roślinności.

Do satelitarnych czujników mikrofalowych, działających w systemie pasywnym należy radiometr AMSR-E (ang. *Advanced Microwave Scanning Radiometer E*) (Njoku 1999). Znajduje się on na wielozadaniowym satelicie Aqua, obsługiwanym przez NASA (ang. *National Aeronautics and Space Administration*). W celu optymalnego wykorzystania informacji dostarczanych przez AMSR-E została zainicjowana misja walidacyjna SMEX (ang. *Soil Moisture Experiments*), w ramach której wykonywane są pomiary naziemne. Prace w zakresie walidacji danych uwilgotnienia gleby z AMSR-E, oceny ich jakości i możliwości wykorzystania w badaniach hydrologicznych prowadzili m.in. Sahoo i in. (2008), Rüdiger i in. (2009) oraz Cheema i in. (2011). Obok misji wielozadaniowych uruchamiane są również misje specjalne w celu obserwacji wilgotności gleby. Należą do nich wspomniana misja SMOS oraz planowana przez NASA na 2014 r. misja SMAP (ang. *Soil Moisture Active and Passive*) (Entekhabi i in. 2010).

Obrazowanie mikrofalowe w systemie aktywnym prowadzone było przez 20 lat za pomocą skaterometrów SCAT (ang. *Scanning Scatterometer*) znajdujących się na satelitach Europejskiej Agencji Kosmicznej ESA (ang. *European Space Agency*) – ERS-1 i ERS-2 (ang. *European Remote Sensing*) (Wagner i in. 1999). Satelita ERS-1 zbierał dane od 1991 do 1996 r., ERS-2 od 1996 do 2011 r. Obecnie misję tę kontynuuje skaterometr ASCAT (ang. *Advanced Scatterometer*), znajdujący się na pokładzie satelity Metop. Algorytmy, umożliwiające uzyskanie danych uwilgotnienia gleby za pomocą wymienionych skaterometrów, zostały opracowane i są stale udoskonalane w Instytucie Fotogrametrii i Teledetekcji Uniwersytetu Technicznego w Wiedniu (Bartalis i in. 2007; Naeimi i in. 2009). Wartości względne wilgotności gleby, określone w zakresie od 0 do 100, obliczane są na podstawie współczynników wstecznego rozpraszania radarowego (ang. *backscattering coefficient*) mierzonych przez skaterometry (Bartalis i in. 2008). Dane ze skaterometru ASCAT są wykorzystywane w badaniach hydrologicznych (Albergel i in. 2009; Brocca i in. 2010; Matgen i in. 2012).

Współpraca wielu międzynarodowych instytutów badawczych przyczynia się zarówno do rozbudowy istniejących lub powstawania nowych naziemnych sieci pomiarowych uwilgotnienia gleby, jak i opracowywania misji satelitarnych i walidacji obrazów satelitarnych. Oba podejścia są potrzebne i uzupełniają się wzajemnie. Techniki teledetekcyjne umożliwiają lepsze poznanie oraz ciągłe monitorowanie dużych obszarów Ziemi, dostarczając wielu informacji o środowisku przyrodniczym. Należy jednak podkreślić, że dostarczają jedynie informacji o powierzchniowym uwilgotnieniu, a nie o zasobach wodnych w całej strefie aeracji. Satelitarne informacje o powierzchniowym uwilgotnieniu mogą być przeskalowane do informacji dla profilu za pomocą odpowiednich modeli. Są one jednak niepewne. Z tego względu

pomiary naziemne stanowią punkt odniesienia przy interpretacji obrazów satelitarnych jako źródło najbardziej precyzyjnych danych (Grayson, Western 1998; Dorigo i in. 2011b).

Dane o uwilgotnieniu gleby mogą być również pozyskiwane z modeli hydrologicznych, klimatycznych i modeli powierzchni ziemi. Powszechne zainteresowanie w ostatnich latach w naukach o Ziemi kierunkiem badań, dotyczącym zmian klimatu i ich wpływu na pozostałe elementy przyrodnicze, wymusza analizę długich ciągów danych. Automatyzacja zapisu danych obserwacyjnych, możliwości obliczeniowe komputerów oraz systemy asymilacji danych przyczyniają się do powstawania obszernych baz danych gridowych, gromadzących wyniki obliczeń różnych modeli. Uwzględniając postęp zauważalny w tworzeniu i udostępnianiu baz danych można spodziewać się ciągłej poprawy jakości danych, wydłużania dostępnych ciągów oraz poprawy ich rozdzielczości przestrzennej. Długie szeregi czasowe parametrów określonych dla całej Ziemi dają duże możliwości badawcze.

Europejskie Centrum Meteorologicznych Prognoz Średnioterminowych ECMWF (ang. *The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) opracowało reanalizy klimatyczne, m.in. ERA-40 (Uppala i in. 2005) oraz ERA-Interim (Dee i in. 2011). Zawierają one dane wilgotności gleby, określone z 6-godzinnym krokiem czasowym i rozdzielczością przestrzenną $2,5^\circ$. Seneviratne i in. (2004) oraz Mueller i in. (2011) zastosowali dane ECMWF w ocenie uwilgotnienia obszarowego. Inną reanalizę opracowały dwie amerykańskie agencje rządowe NCEP (ang. *National Centers for Environmental Prediction*) i NCAR (ang. *National Center for Atmospheric Research*), które wspólnie realizowały od początku lat dziewięćdziesiątych XX w. tzw. *Reanalysis Project* (Kistler i in. 2001). Rezultatem tego projektu są zbiory danych gridowych, wśród których znajdują się również szeregi czasowe wilgotności objętościowej gleby. Były one wykorzystywane w analizie wieloletnich zmian uwilgotnienia gleby m.in. przez Somorowską (2007).

W niniejszej pracy zastosowano dane zapasu wody w strefie aeracji pochodzące z bazy GLDAS (ang. *Global Land Data Assimilation System*) (Rodell i in. 2004). Charakteryzują się one stosunkowo dużą rozdzielczością czasową i przestrzenną oraz długimi ciągami danych. Ponadto dane GLDAS zostały wybrane ze względu na jakość, która była wcześniej weryfikowana (m.in. Somorowska 2008; Liu i in. 2009; Piętka 2010). Szczegółowe informacje na temat danych z bazy GLDAS przedstawiono w rozdz. 3.2.2.

1.3. Kierunki i metody badań zasobów wodnych strefy aeracji

Badanie zasobów wodnych strefy aeracji pozostaje w kręgu zainteresowań nie tylko hydrologii, ale również innych działów geografii, m.in. geomorfologii, meteorologii, pedologii i kompleksowej geografii fizycznej oraz innych dyscyplin naukowych, przede wszystkim z dziedziny nauk rolniczych, m.in. agronomii, agrofizyki czy agrometeorologii. Wśród działów hydrologii wymieniana jest hydrologia gleb, inaczej zwana pedohydrologią, która wg definicji jest »nauką o procesach hydrologicznych zachodzących na powierzchni ziemi i w glebie oraz w górnej warstwie litosfery« (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1999). W literaturze zagranicznej pojęcia pedohydrologii (ang. *pedohydrology*) oraz hydrologii gleb (ang. *soil hydrology*) funkcjonują w odniesieniu do nauki, która łączy wiedzę gleboznawczą i hydrologiczną (Kutílek, Nielsen 1994; Lin 2003, 2009; Lin i in. 2006b).

W Polsce zagadnieniem zasobów wodnych gleby zajmują się środowiska geograficzne – uniwersytety i instytuty badawcze oraz uczelnie i instytuty rolnicze. W różnych dziedzinach nauki na określenie zasobów wód porowych stosowane są różne terminy. W badaniach gleboznawczych zasoby wodne gleby stanowią wody znajdujące się w profilu glebowym. W naukach rolniczych badania dotyczą strefy wody glebowej występującej blisko powierzchni terenu i obejmującej często jedynie strefę korzeniową roślin. W badaniach hydrologicznych wody zgromadzone w strefie aeracji, stanowiące retencję tej strefy, określane są często jako wody glebowe bądź wilgoć glebowa. Pojęcia *uwilgotnienia gleby* oraz *zasobów wilgoci glebowej* w badaniach hydrologicznych często używane są zamiennie z terminem *zasobów wodnych strefy aeracji*.

Zasoby wilgoci glebowej, jak wspomniano w rozdz. 1.1, charakteryzują się dużą zmiennością czasową. Prace badawcze z zakresu rozpoznania tej zmienności dotyczą najczęściej relacji między uwilgotnieniem gleby a czynnikami meteorologicznymi. Skala czasowych badań jest szeroka, od godzin i dni do okresów kilkudziesięcioletnich. Analizy w krótkich okresach prowadzili m.in. Lauzon i in. (2004), Parent i in. (2006) oraz Katul i in. (2007). Ich głównym celem była diagnoza powiązań między wilgotnością gleby a charakterystykami opadu atmosferycznego. Badania prowadzone w ciągu całego roku hydrologicznego umożliwiają identyfikację różnic w warunkach wilgotnościowych, kształtujących się w kolejnych sezonach (Somorowski 1965). W warunkach Polski większość prac dotyczy zmienności czasowej zasobów wilgoci glebowej w okresie wegetacyjnym. Dynamika uwilgotnienia gleby w okresie zimowym jest zagadnieniem rzadko podejmowanym (Biniak-Pieróg 2008). Badania zmienności wieloletniej zasobów wilgoci glebowej mają na celu identyfikację trendów zmian bądź sekwencji lat suchych i mokrych. Stan retencji zlewni na końcu roku

hydrologicznego determinuje wielkość zasobów wodnych w następnym roku. Po roku wilgotnym istnieje większe prawdopodobieństwo wystąpienia kolejnego roku wilgotnego niż suchego (Stachy 2011). Podobnie lata suche grupują się w kilkuletnie sekwencje (Jokiel 2008, 2010).

Rozpiętość skali przestrzennej badań zasobów wilgoci glebowej jest bardzo duża. Po jednej stronie znajdują się badania w punktach pomiarowych, natomiast po drugiej – badania satelitarne prowadzone w skali globalnej. Brakuje rozpoznania w skalach pośrednich, przede wszystkim w zlewni jako podstawowej jednostce badań hydrologicznych. Objęcie badaniami terenowymi nawet niewielkich zlewni jest bardzo trudne. Z kolei rozdzielczość i dokładność danych satelitarnych nie zawsze sprzyjają badaniom małych obszarów. Prowadząc badania w różnych skalach, należy pamiętać o czynnikach decydujących o zróżnicowaniu przestrzennym w danej skali. W badaniach profili pomiarowych na uzyskane wyniki wpływają przede wszystkim skład granulometryczny gleby, głębokość występowania wody podziemnej i procesy wzniosu kapilarnego oraz dynamika roślinności. Wraz ze wzrostem skali zwiększa się heterogeniczność środowiska, w tym zmienność czynników, które decydują o uwilgotnieniu. Zatem badania prowadzone w zlewni wymagają wprowadzenia założeń i znacznych uproszczeń. Analiza uwilgotnienia w zlewni powinna uwzględniać takie czynniki, jak zróżnicowanie parametrów pokrywy glebowej, ukształtowanie powierzchni terenu (i zmienne pochodne), użytkowanie ziemi oraz typy roślinności.

Pełne rozpoznanie procesów związanych z dynamiką wód strefy aeracji wymaga badań w różnych skalach przestrzennych oraz wprowadzenia metod umożliwiających łączenie skal. Najistotniejsze jest połączenie precyzji terenowych badań punktowych i możliwości obszarowej oceny zasobów wodnych strefy nienasyconej. Obecnie problem skalowania jest ciągle aktualny i pojawia się w rozwiązaniach pozwalających na łączenie wielkoobszarowych badań satelitarnych z danymi pochodzącymi z punktowych pomiarów terenowych. Wyróżniamy skalowanie w górę (ang. *upscaling*) oraz skalowanie w dół (ang. *downscaling*). Pierwszy sposób umożliwia określenie wartości parametru dla obszaru badań na podstawie danych punktowych, drugi zaś – określenie wartości w punkcie na podstawie informacji przestrzennej. W podejściu skalowania zakłada się istnienie związków pomiędzy procesami zachodzącymi w różnych skalach. Takie założenie jest zgodne z koncepcją hierarchicznego łączenia skal (Blöschl, Sivapalan 1995; Lin 2003).

Możliwość przejścia od informacji punktowej do informacji przestrzennej oraz odwrotnie stwarza koncepcja stabilności czasowej wprowadzona w pedohydrologii w latach osiemdziesiątych XX w. przez Vachauda i in. (1985). Zgodnie z nią istnieją w danej przestrzeni punkty, które wykazują dynamikę czasową wilgotności gleby zbliżoną do dynamiki średniego uwilgotnienia całej przestrzeni. Koncepcja stabil-

ności czasowej została zastosowana również w niniejszej pracy i szerzej opisana w rozdz. 3.3.2. Większość prac dotyczących koncepcji stabilności czasowej odnosi się do uwilgotnienia powierzchniowego (Brocca i in. 2009; Zhao i in. 2010). Nieliczne prace dotyczą całych profili glebowych. Starks i in. (2006) porównali wyniki uzyskane dla profili z wynikami z pomiarów powierzchniowych, prowadzonych w tych samych punktach przez Cosha i in. (2006). Stwierdzili, że wybór reprezentatywnych punktów pomiarowych dla danego obszaru, dokonany na podstawie analizy uwilgotnienia profili pomiarowych w różnych warstwach, jest zbliżony z wyborem dokonanym jedynie na podstawie pomiarów powierzchniowej warstwy gleby. Koncepcja stabilności czasowej znalazła zastosowanie w zlewniach o dużej heterogeniczności utworów powierzchniowych oraz pokrywy glebowej (Martínez-Fernández, Ceballos 2003). Wówczas w ocenie uwilgotnienia obszarowego konieczne jest włączenie informacji o przestrzennym zróżnicowaniu m.in. składu granulometrycznego utworów budujących strefę aeracji. Stanowi to kolejne wyzwanie w badaniach uwilgotnienia strefy aeracji w zlewni.

Ocena zróżnicowania przestrzennego zasobów wodnych często dokonywana jest na podstawie badań polowych niewielkich obszarów. Jednak brak monitoringu obejmującego gęstą sieć pomiarową sprawia, że trudno wykorzystać pomiary *in situ* do analiz w skalach większych niż skala pola doświadczalnego (Robock i in. 2000; Robinson i in. 2008). Ocena przestrzennego zróżnicowania uwilgotnienia gleby na podstawie informacji punktowych podejmowana była za pomocą metod geostatystycznych (Western i in. 1998; Usowicz, Usowicz 2004; Lin i in. 2006a) oraz analizy fraktalnej (Usowicz 1999). Estymacja wartości pomiarowych na obszar całej, nawet niewielkiej zlewni jest jednak bardzo trudna. Ze względu na pracochłonne pomiary liczba punktów jest zazwyczaj niewystarczająca, zwłaszcza przy większych zlewniach, aby mogły być zastosowane techniki interpolacyjne. Ponadto uwilgotnienie gleby w zlewni nie jest zjawiskiem ciągłym i może zmieniać się skokowo, co związane jest ze zróżnicowaniem przestrzennym gatunków gleby. Do najczęściej wymienianych czynników decydujących o zróżnicowaniu uwilgotnienia gleby w zlewni należą: uziarnienie, ukształtowanie powierzchni terenu, głębokość do zwierciadła wody podziemnej, warunki klimatyczne oraz roślinność. Dominującą rolę w hierarchii tych czynników odgrywa według wielu autorów ukształtowanie powierzchni. Wpływ topografii na zróżnicowanie przestrzenne uwilgotnienia gleby wykazano m.in. w pracy Crave'a i Gascuel-Oudouxa (1997). Zdaniem Vachauda i in. (1985) to uziarnienie gleby w największym stopniu decyduje o przestrzennej strukturze uwilgotnienia. Z kolei Grayson i in. (1997) stwierdzili, że w okresach, kiedy opad przewyższa ewapotranspirację, topografia jest dominującym czynnikiem wpływającym na zróżnicowanie przestrzenne wilgotności gleby. W przypadku, gdy

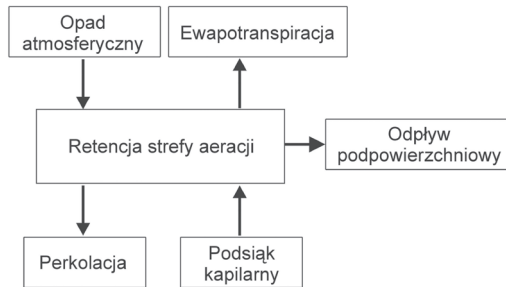
ewapotranspiracja przewyższa opad, struktura uwilgotnienia odzwierciedla zróżnicowanie roślinności i uziarnienia gleby.

Istnieją próby szacowania przestrzennej struktury uwilgotnienia przez parametryzację niektórych z tych czynników. Hipoteza o dominującej roli topografii w kształtowaniu zróżnicowania przestrzennego uwilgotnienia gleby stanowiła podstawę opracowania topograficznego wskaźnika wilgotności TWI (ang. *Topographic Wetness Index*) (Beven, Kirkby 1979), który został szerzej opisany w rozdz. 3.3.3. Istnieją też metody teledetekcyjne szacowania uwilgotnienia gleby na podstawie stanu roślinności za pomocą tzw. wskaźników roślinnych, m.in. SAVI (ang. *Soil-Adjusted Vegetation Index*) oraz TSAVI (ang. *Transformed Soil-Adjusted Vegetation Index*) (Dąbrowska-Zielińska, Ciołkosz 2007). Analiza topografii, map wskaźnika TWI oraz wskaźników roślinnych pośrednio może stanowić podstawę wstępnego oszacowania zróżnicowania przestrzennego uwilgotnienia w zlewni.

Zagadnienie skalowania związane jest ściśle z zagadnieniem modelowania (Bergström, Graham 1998; Gutry-Korycka, Soczyńska 2000). W modelach hydrologicznych system zlewni traktowany jest jako zbiór fizycznych procesów zachodzących pod wpływem zmiennych wejściowych, które są przetwarzane na zmienne wyjściowe. Pierwsze modele hydrologiczne nie uwzględniały zmienności przestrzennej charakterystyk zlewni i były modelami o parametrach skupionych. Na początku lat sześćdziesiątych XX w. wraz z rozwojem komputerów rozwijano modele o parametrach rozłożonych, aby jak najlepiej odzwierciedlały heterogeniczność zlewni. Prowadziło to do powstawania coraz bardziej skomplikowanych modeli. Nie zawsze jednak modele o parametrach rozłożonych dają lepsze wyniki. Modele hydrologiczne, przyjmując określone założenia, umożliwiają ocenę zasobów zgromadzonych w poszczególnych podsystemach zlewni, również w strefie aeracji. Uproszczony schemat systemu strefy aeracji, uwzględniany w modelowaniu hydrologicznym, przedstawia rys. 1.2.

Niektóre modele hydrologiczne pozwalają na odtworzenie szeregów czasowych zasobów wodnych strefy aeracji. Rozpoznanie historycznej zmienności tych zasobów stanowi podstawę oceny przypuszczalnych zmian tego parametru w przyszłości, które mogą mieć poważne implikacje hydrologiczne. Wpływ zmian klimatu na uwilgotnienie gleby jest obecnie często podejmowanym problemem badawczym (Jasper i in. 2006; Seneviratne i in. 2010; Keshta i in. 2012).

Jednym z modeli stosowanych do oceny dynamiki uwilgotnienia gleby jest model WaSiM-ETH (niem. *Wasserhaushalts Simulations Modell – Eidgenössische Technische Hochschule*) (Schulla, Jasper 1998; Schulla 2012). Jest to model o parametrach rozłożonych, w którym procesy hydrologiczne opisane są za pomocą równań fizyki matematycznej. Model WaSiM-ETH jest często stosowany do symulacji procesów



Rys. 1.2. Schemat dynamicznego systemu strefy aeracji (Soczyńska 1995; zmienione)

hydrologicznych w zlewniach górskich (Gurtz i in. 2003; Verbunt i in. 2003; Jasper i in. 2006). Zdaniem Rößlera i Löfflera (2010) symulowane wartości uwilgotnienia gleby dobrze odzwierciedlają sezonową dynamikę określoną na podstawie pomiarów polowych. Autorzy wykazali jednak niedokładności w ilościowym oszacowaniu zasobów wodnych gleby. Wyniki zastosowania modelu WaSiM-ETH w zlewni nizinnej pokazują jego ograniczenia w odtwarzaniu odpływu podziemnego (Bormann, Elfert 2010). Skutkuje to nie zawsze poprawną symulacją w zakresie przepływów niskich. Bormann i Elfert (2010) zaobserwowali, że jakość symulacji procesów hydrologicznych za pomocą modelu WaSiM-ETH jest zdecydowanie mniejsza w zlewniach o charakterze równinnym niż w zlewniach o bardziej urozmaiconej rzeźbie.

Do modeli odtwarzających uwilgotnienie zlewni należy model HBV (szw. *Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning*) o parametrach skupionych (Bergström, Forsman 1973; Bergström 1976). Model HBV został również zastosowany do oceny zmienności czasowej zasobów wodnych strefy aeracji w niniejszej pracy, co szerzej opisano w rozdz. 3.3.4.

2. CEL I ZAKRES PRACY

W pracy podjęto zagadnienie czasowej dynamiki zasobów wodnych strefy aeracji. Cele pracy są zarówno poznawcze, jak i metodyczne. Celem poznawczym jest rozpoznanie czasowej zmienności zasobów wodnych strefy aeracji w profilach pomiarowych oraz w zlewni. Cele metodyczne obejmują opracowanie procedury oceny zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni na podstawie pomiarów punktowych i danych przestrzennych, a także ocenę możliwości zastosowania modelu relacji opad-odpływ i danych gridowych.

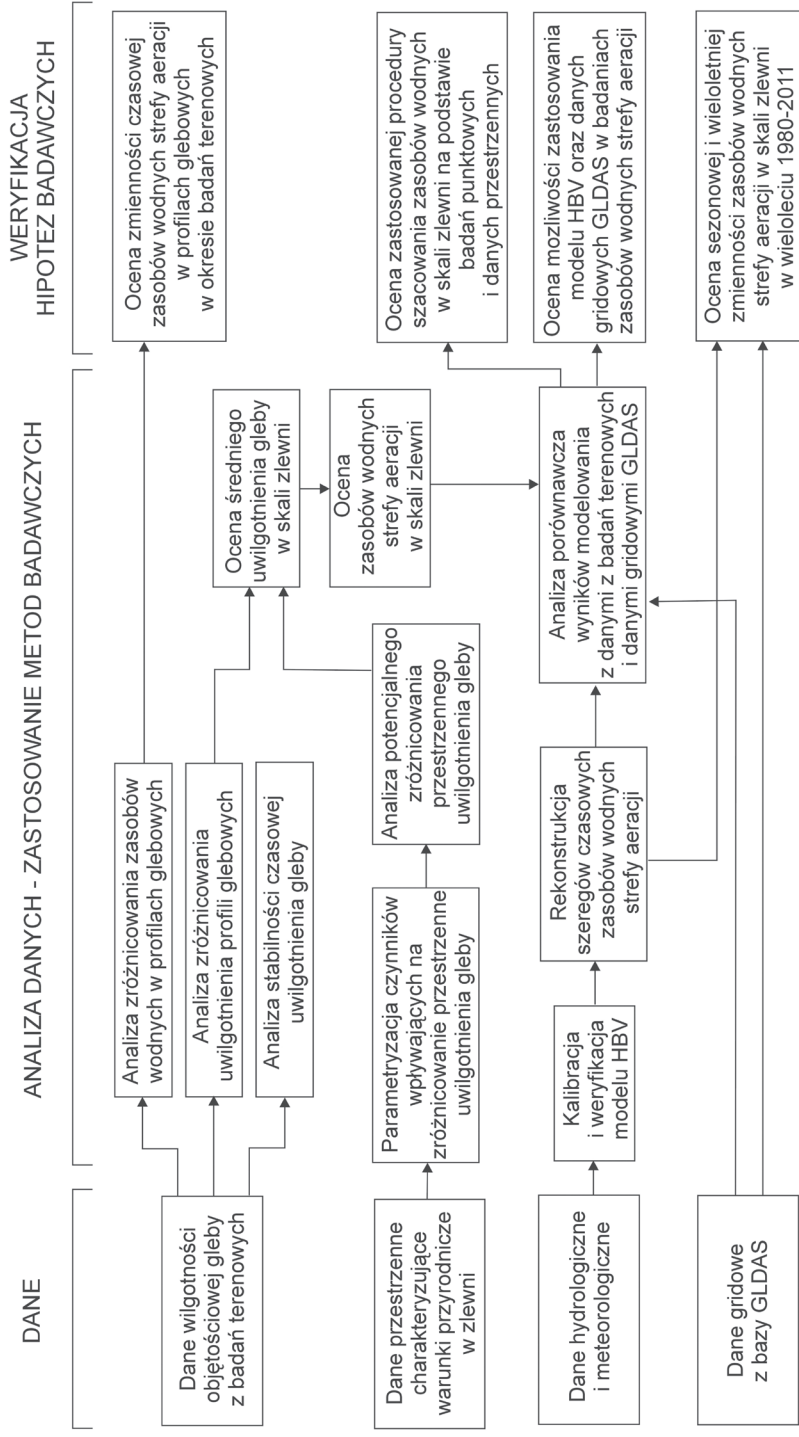
Wymienione cele zostaną zrealizowane poprzez udzielenie odpowiedzi na następujące pytania badawcze:

1. Jak kształtują się zasoby wodne gleby w profilach glebowych o zróżnicowanym składzie granulometrycznym i odmiennym położeniu topograficznym w różnych porach roku przy zmiennych warunkach meteorologicznych?
2. Jakie są sezonowe i wieloletnie tendencje zmian zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni?
3. Czy informacje punktowe o uwilgotnieniu gleby odzwierciedlają zasoby wodne gleby w zlewni heterogenicznej pod względem topografii, utworów powierzchniowych i roślinności?
4. Czy dane z modelu relacji opad-odpływ oraz dane gridowe z modelu powierzchni ziemi dobrze reprezentują zasoby wodne strefy aeracji ocenione podczas pomiarów terenowych?

W pracy postawiono cztery następujące hipotezy badawcze, będące wstępnymi odpowiedziami na postawione pytania badawcze:

1. Zasoby wodne strefy aeracji w profilach glebowych są zmienne w czasie i zależą od topografii, uziarnienia gleby, roślinności oraz warunków meteorologicznych.
2. W nizinnej zlewni Liwca występują sezonowe i wieloletnie zmiany zasobów wodnych strefy aeracji, wynikające ze zmian zasilania opadem atmosferycznym.
3. Na podstawie informacji punktowej można wnioskować o zasobach wodnych strefy aeracji w zlewni.
4. Zastosowanie modelu hydrologicznego relacji opad-odpływ z modułem podsystemu strefy aeracji może być podstawą rekonstrukcji wieloletnich ciągów zasobów wodnych strefy aeracji.

Postawione hipotezy zostały zweryfikowane w trakcie realizacji kolejnych etapów postępowania badawczego, którego schemat przedstawia rys. 2.1. Nie uwzględniono na nim wstępnego etapu realizacji pracy, którym były studia literaturowe. Wyniki tego etapu, w formie przeglądu technik pomiarowych, metod badawczych oraz kierunków badań zasobów wodnych strefy aeracji, zostały przedstawione w rozdz. 1. Rozdział 3 zawiera charakterystykę obszaru badań, zastosowanych danych i metod badawczych. Jako obszar badań wybrano nizinną zlewnię Liwca, zlokalizowaną w środkowo-wschodniej części Polski. Dla badanego obszaru zgromadzono materiał do analiz, obejmujący szeregi czasowe danych hydrologicznych i meteorologicznych oraz dane przestrzenne, charakteryzujące warunki przyrodnicze zlewni. Podstawowym źródłem informacji o zasobach wodnych strefy aeracji były dane eksperymentalne zebrane podczas ponad dwuletnich badań terenowych. Pomiaru wilgotności objętościowej gleby wykonywane były w sześciu profilach glebowych zlokalizowanych w zlewni Liwca. Zebrane dane empiryczne zastosowano w analizie zróżnicowania uwilgotnienia profili glebowych oraz w analizie stabilności czasowej uwilgotnienia gleby. Ponadto stanowiły one podstawę opraco-



Rys. 2.1. Schemat postępowania badawczego

wania procedury oceny zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni. Zagadnienia te przedstawiono w rozdz. 4. Rozdział 5 obejmuje rekonstrukcję szeregów czasowych zasobów wodnych strefy aeracji za pomocą modelu konceptualnego HBV relacji opad-odpływ. Został on skalibrowany i zweryfikowany, a następnie zastosowany do symulacji zasobów wodnych strefy aeracji w wieloleciu 1980-2011. Wyniki modelowania porównano z danymi pomiarowymi przeskalowanymi do skali zlewni oraz z danymi gridowymi z globalnej bazy danych GLDAS. Na podstawie danych pomiarowych dokonano również interpretacji wyników modelowania. Czasową dynamikę zasobów wodnych strefy aeracji przedstawiono w rozdz. 6. Na podstawie danych pomiarowych oceniono zmienność czasową zasobów wodnych strefy aeracji w punktach pomiarowych w okresie pomiarów terenowych 2009-2011. Oceny zmienności sezonowej i wieloletniej w wieloleciu 1980-2011 dokonano na podstawie zrekonstruowanych szeregów czasowych zasobów wodnych strefy aeracji oraz danych gridowych. W rozdz. 7 przedstawiono podsumowanie oraz wnioski końcowe.

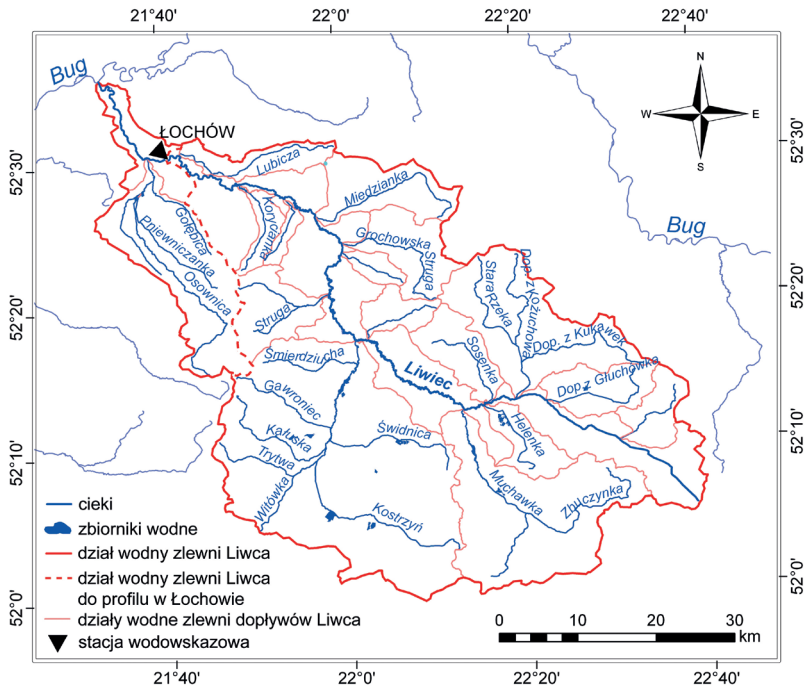
3. MATERIAŁ BADAWCZY I METODY BADAŃ

3.1. Zlewnia nizinna jako obiekt badań zasobów wodnych strefy aeracji

Praca dotyczy nizinnej zlewni Liwca, lewego dopływu Bugu. Zgodnie z cyfrową Mapą Podziału Hydrograficznego Polski (MPHP) (Czarnecka i in. 2006, 2010) powierzchnia zlewni wynosi 2759,5 km², a powierzchnia po profil wodowskazowy w Łochowie – 2470,2 km²^a. System rzeczny zlewni, obejmujący rzekę Liwiec wraz z dopływami, przedstawia rys. 3.1. W zlewni występują nieliczne zbiorniki wodne (głównie stawy), a także mokradła, znajdujące się w części południowo-wschodniej.

Źródła Liwca znajdują się na południe od wsi Korczówka na Równinie Łukowskiej na wysokości ok. 161 m n.p.m. Liwiec płynie w kierunku północno-zachodnim i wpływa do Bugu koło Kamieńczyka na wysokości ok. 80 m n.p.m. Zgodnie z MPHP długość Liwca wynosi 142,24 km. Wzdłuż całego biegu rzeka przyjmuje szereg dopływów. Do najdłuższych należą dopływy lewe – Kostrzyń (49,62 km), Osownica (40,83 km) i Muchawka (32,11 km) oraz prawe – Miedzianka (25,03 km), Stara Rzeka (24,86 km) i Lubicza (23,97 km). Zauważalna jest asymetria dorzecza. Lewa część jest bardziej rozwinięta, co uwarunkowane jest rzeźbą terenu. W górnym biegu rzeka Liwiec płynie prostoliniowo, natomiast w biegu środkowym i w dolnym płynie szeroką doliną, tworząc liczne meandry. Średni spadek rzeki wynosi ok. 0,54%.

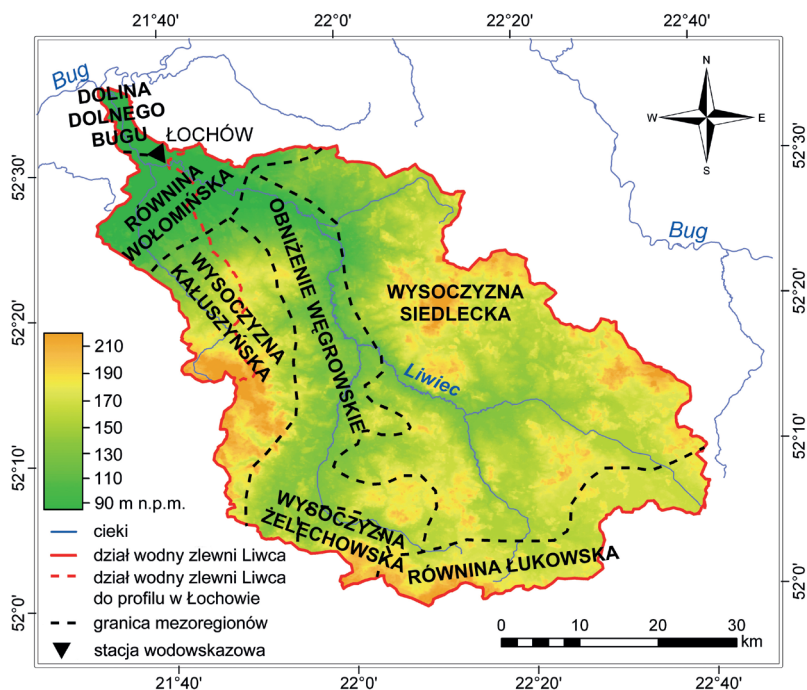
^a Według *Atlasu Podziału Hydrograficznego Polski* (Czarnecka 2005) całkowita powierzchnia zlewni Liwca wynosi 2762,4 km², a powierzchnia zamknięta wodowskazem w Łochowie – 2471,4 km². W dalszej części pracy przyjęto wartości na podstawie MPHP.



Rys. 3.1. Struktura hydrograficzna zlewni Liwca wg MPHP

Zgodnie z regionalizacją Kondrackiego (2009) zlewnia Liwca położona jest w obrębie makroregionów Niziny Środkowomazowieckiej (318.7) i Niziny Południowopodlaskiej (318.9) oraz mezoregionów Doliny Dolnego Bugu (318.74), Równiny Wołomińskiej (318.78), Wysoczyzny Kałuszyńskiej (318.92), Obniżenia Węgrowskiego (318.93), Wysoczyzny Siedleckiej (318.94) i Równiny Łukowskiej (318.96). Rysunek 3.2 przedstawia granice mezoregionów oraz ukształtowanie powierzchni zlewni wg numerycznego modelu terenu SRTM (ang. *Shuttle Radar Topography Mission*), opisanego szerzej w rozdz. 3.2.4 w dalszej części pracy.

Zlewnia Liwca należy do obszaru starogłacialnego. Zbudowana jest z równin i wysoczyzn, ukształtowanych podczas zlodowacenia środkowopolskiego. Podczas zlodowaceń północnopolskich zlewnia znajdowała się pod wpływem denudacyjnych procesów peryglacialnych. Badany obszar jest zróżnicowany pod względem geomorfologicznym. Deniwelacja sięga ok. 136 m. Najniższe położone tereny znajdują się w części północnej, przy ujściu Liwca do Bugu. Formy tej części zlewni powstały głównie w wyniku procesów fluwialnych i eolicznych. Są to obszary Doliny Dolnego Bugu, na którą składają się piaszczyste tarasy o rzędnej powyżej 86 m n.p.m. Na południe od niej znajduje się Równina Wołomińska, która łagodnie wznosi się w kierunku południowym ku Wysoczyźnie Kałuszyńskiej. Wysoczyzna ta obejmuje



Rys. 3.2. Ukształtowanie powierzchni zlewni Liwca, opracowane na podstawie danych SRTM wraz z podziałem na mezoregiony fizycznogeograficzne wg podziału Kondrackiego (2009)

wzniesienia, stanowiące najwyżej położone tereny zlewni, sięgające 222 m n.p.m. Z Wysoczyzny Kałuszyńskiej wody spływają w kierunku wschodnim i południowym, zasilając lewobrzeżne dopływy Liwca – Osownicę i Kostrzyń. We wschodniej części zlewni znajduje się Wysoczyzna Siedlecka, której wzniesienia osiągają ponad 200 m n.p.m. Położona jest ona w strefie moren czołowych zlodowacenia warciańskiego i jego faz recesyjnych (Kondracki 2009). Na Wysoczyźnie Siedleckiej znajdują się również rozległe niecki wytopiskowe, włączone do dzisiejszej sieci doliny Liwca (Gilewska 1999). Wysoczyznę Siedlecką od wcześniej wspomnianej Wysoczyzny Kałuszyńskiej oddziela Obniżenie Węgrowskie o przebiegu południkowym, będące rynną subglacialną. Dno obniżenia znajduje się na wysokości ok. 120-140 m n.p.m. Wykorzystywane jest przez lewy dopływ Liwca – Kostrzyń oraz sam Liwiec w jego środkowym biegu. Na południu zlewni znajdują się niewielkie fragmenty Wysoczyzny Żelechowskiej ze wzniesieniami morenowymi oraz piaszczystej Równiny Łukowskiej, która stanowiła strefę odpływu wód lodowcowo-rzecznych zlodowacenia warciańskiego (Kondracki 2009).

Utwory powierzchniowe zlewni Liwca tworzą osady czwartorzędowe, zalegające na stropie utworów neogeńskich – piaskach, ilach i mułkach miocenu oraz

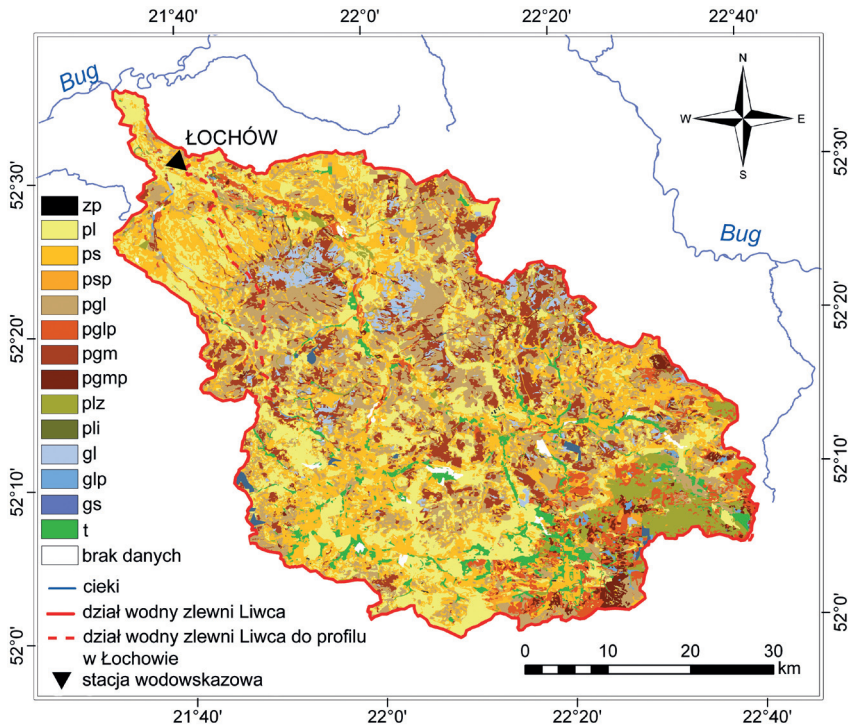
iłach pliocenu. Ich miąższość jest znacznie zróżnicowana, najczęściej wynosi od 50 m do 100 m, a miejscami w strefach obniżeń osadów neogenu przekracza 100 m (*Objaśnienia do Mapy Hydrogeologicznej...* 1986). Utwory plejstocenijskie związane z działalnością lądolodu i wód lodowcowych to słabo przepuszczalne gliny, mułki i ropy, występujące w części środkowej zlewni oraz dobrze i bardzo dobrze przepuszczalne piaski i żwiry, występujące w częściach południowej i północnej. Utwory holocenijskie to osady rzeczne i eoliczne – namuły i piaski. Miejscami, w górnych biegach rzek Liwca, Muchawki, Kostrzynia i Witówki, występują torfy.

W utworach czwartorzędowych znajdują się użytkowe poziomy wodonośne. Zasilane są one bezpośrednio przez opady atmosferyczne, a Liwiec i jego dopływy stanowią dla nich strefę naturalnego drenażu. W utworach czwartorzędowych znajduje się Główny Zbiornik Wód Podziemnych nr 223 – zbiornik morenowy rzeki górny Liwiec (Kazimierski, Herbich 2007). Głębokość do pierwszego zwierciadła wody podziemnej zmienia się w zależności od litologii utworów powierzchniowych, jednak na większości obszaru nie przekracza 5 m. Na wysoczyznach piaski wodonośne zalegają często pod słabiej przepuszczalnymi glinami. W dolinach rzek oraz na obszarach równinnych na północy i południu zlewni wodonośne utwory piaszczyste występują bezpośrednio pod powierzchnią terenu i mają zwierciadło swobodne.

Rysunki 3.3 i 3.4 przedstawiają mapy litologii osadów powierzchniowych w warstwach 0-50 cm oraz 50-100 cm, opracowane na podstawie mapy glebowo-rolniczej w skali 1:25000 oraz leśnej mapy numerycznej. Obie mapy zostały szerzej opisane w rozdz. 3.2.4.

Utwory powierzchniowe w zlewni Liwca do głębokości 50 cm zbudowane są przeważnie z piasku. Podgrupy piasków luźnego, słabogliniastego oraz gliniastego lekkiego i mocnego zajmują razem ok. 86% powierzchni zlewni. Pozostała część zbudowana jest głównie z pyłu zwykłego (4,32%), gliny lekkiej (2,91%) oraz torfów (3,60%). Szczegółowe zestawienie udziału poszczególnych podgrup granulometrycznych w całkowitej powierzchni zlewni Liwca oraz po profil wodowskazowy w Łochowie w warstwie 0-50 cm przedstawiono w tabl. 3.5 w rozdz. 3.3.3. Warstwa 50-100 cm zbudowana jest przeważnie z piasku luźnego (55,15%). W 21,76% powierzchni zlewni warstwę tę buduje glina średnia, a w 15,18% – glina lekka. Torfy zajmują 1,85% zlewni. Pozostałe podgrupy zajmują małą powierzchnię.

Zgodnie z podziałem zaproponowanym przez Okołowicza i Martyn (1979) zlewnia Liwca położona jest w mazowiecko-podlaskim regionie klimatycznym z widocznymi wpływami kontynentalnymi. Według *Atlasu klimatu Polski* (2005), który został opracowany na podstawie danych meteorologicznych ze stacji synoptycznych z okresu 1971-2000, suma rocznych opadów atmosferycznych w zlewni Liwca wynosi ok. 550 mm, z czego 250-300 mm przypada na półrocze zimowe (li-



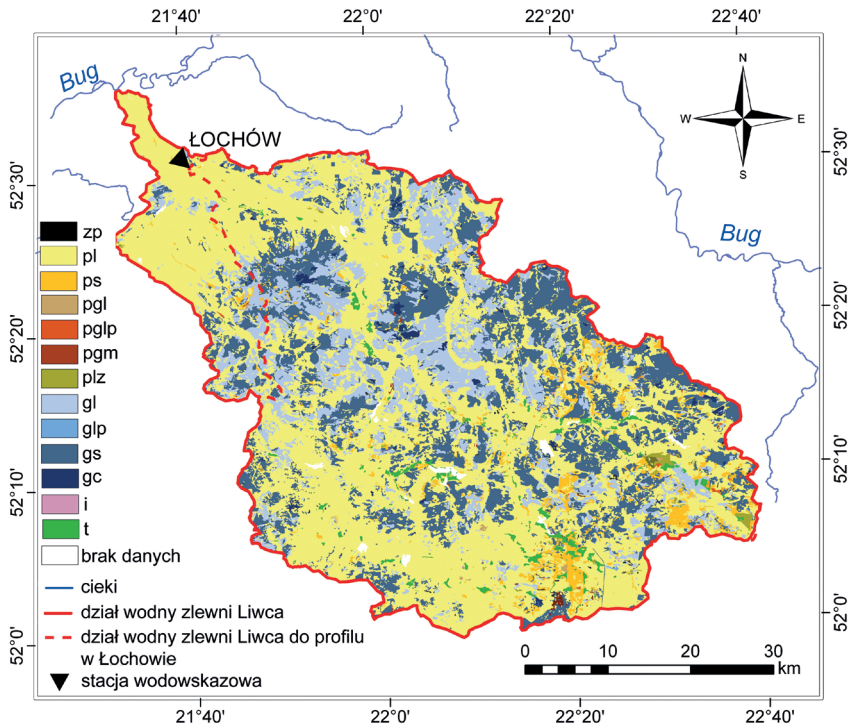
Rys. 3.3. Litologia osadów powierzchniowych w warstwie 0-50 cm

Objaśnienia symboli podgrup granulometrycznych wg klasyfikacji Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego (PTG) (1956): zp – żwir piaszczysty, pl – piasek luźny, ps – piasek słabogliniasty, psp – piasek słabogliniasty pylasty, pgl – piasek gliniasty lekki, pglp – piasek gliniasty lekki pylasty, pgm – piasek gliniasty mocny, pgmp – piasek gliniasty mocny pylasty, plz – pył zwykły, pli – pył ilasty, gl – glina lekka, glp – glina lekka pylasta, gs – glina średnia, gsp – glina średnia pylasta, t – torf

stopad-kwiecień). Średnia roczna temperatura powietrza wynosi 7,5°C. Najmniejsze wartości temperatury notowane są w styczniu, średnia temperatura w tym miesiącu wynosi -4°C. Z kolei największe w lipcu ze średnią wartością równą 19°C. Badany obszar charakteryzuje się większymi amplitudami temperatury powietrza w porównaniu do obszaru środkowej i zachodniej Polski.

Zlewnia Liwca ma charakter rolniczy, ok. 48% (47%) powierzchni zajmują grunty orne. Łąki stanowią ok. 15% (16%) i występują przeważnie w dolinach rzek. Lasy, głównie iglaste, zajmują ok. 21% (20%) zlewni^b. Lasy występujące w północnej części zlewni, w ujściowym odcinku Liwca, stanowią fragment Puszczy Kamie-

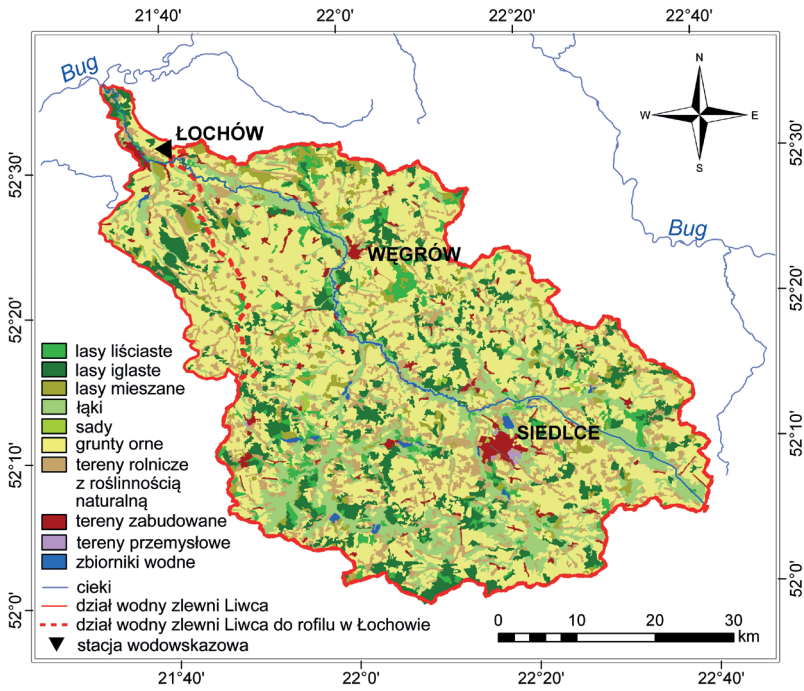
^b Dane wg CORINE Land Cover 2006 (Bielecka, Ciołkosz 2009). W nawiasach podano udział danej formy użytkowania ziemi w powierzchni zlewni po profil wodowskazowy w Łochowie.



Rys. 3.4. Litologia osadów powierzchniowych w warstwie 50-100 cm

Objaśnienia symboli podgrup granulometrycznych wg klasyfikacji PTG (1956): zp – żwir piaszczysty, pl – piasek luźny, ps – piasek słabogliniasty, psp – piasek słabogliniasty pylasty, pgl – piasek gliniasty lekki, pglp – piasek gliniasty lekki pylasty, pgm – piasek gliniasty mocny, pgmp – piasek gliniasty mocny pylasty, plz – pył zwykły, pli – pył ilasty, gl – glina lekka, glp – glina lekka pylasta, gs – glina średnia, gsp – glina średnia pylasta, gc – glina ciężka, i – il, t – torf

nieckiej, objętej ochroną prawną w ramach Nadbużańskiego Parku Krajobrazowego. Granice parku obejmują również obszary leśne występujące na północny zachód od Węgrowa. Na Wysoczyźnie Siedleckiej, między Węgrowem a Siedlcami, znajdują się obszary leśne należące do Siedlecko-Węgrowskiego Obszaru Chronionego Krajobrazu. Z kolei południowo-zachodnia część zlewni należy do Mińskiego Obszaru Chronionego Krajobrazu. Doliny Liwca i Kostrzynia na całej długości objęte są ochroną w ramach programu Natura 2000. Około 2,5% (2,5%) powierzchni zlewni stanowią obszary zabudowane. Są to między innymi tereny miejskie Siedlec, Węgrowa i Łochowa. Mapę pokrycia terenu zlewni Liwca wg danych CORINE Land Cover 2006 (ang. *Coordination of Information on the Environment*), opisanych szerzej w rozdz. 3.2.4, przedstawia rys. 3.5.



Rys. 3.5. Pokrycie terenu zlewni Liwca wg danych CORINE Land Cover 2006

3.2. Materiał badawczy

Materiał empiryczny zgromadzony do analizy obejmuje szeregi czasowe danych hydrologicznych i meteorologicznych oraz dane przestrzenne. Dane wilgotności objętościowej gleby z własnych pomiarów terenowych oraz dane zapasu wody w strefie aeracji, pochodzące z bazy danych GLDAS, opisano odpowiednio w rozdz. 3.2.1 i 3.2.2. Pozostałe dane hydrologiczne oraz meteorologiczne opisano w rozdz. 3.2.3. Zmienne wykorzystane w pracy przedstawiono w tabl. 3.1. Dane przestrzenne, charakteryzujące komponenty środowiska przyrodniczego, opisano w rozdz. 3.2.4.

3.2.1. Wilgotność objętościowa gleby według badań eksperymentalnych

Zasoby wodne strefy aeracji stanowi woda wypełniająca przestrzenie między ziarnami utworów, które ją budują. Wielkością pomiarową tych zasobów może być wilgotność objętościowa. Określa ona zawartość wody w glebie za pomocą stosunku objętości wody do całkowitej objętości gleby. Wyrażona jest w procentach lub częściach jedności i można ją zapisać w następujący sposób:

$$\theta = \frac{V_w}{V_s} \quad (3.1)$$

gdzie: θ – wilgotność objętościowa gleby [$\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$], V_w – objętość wody [cm^3], V_s – objętość gleby [cm^3].

Tablica 3.1

Dane hydrologiczne i meteorologiczne wykorzystane w pracy

Zmienna	Źródło danych	Jednostka		Długość ciągu danych	Rozdzielczość czasowa
		pierwotna	po przetworzeniu		
zapas wody	badania własne	% objętości	mm	IX 2009 – X 2011	nieregularne
	GLDAS	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$	mm	XI 1979 – X 2011	3h
przepływ	IMGW-PIB	$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	-	XI 1979 – X 2011	dobowe
opad atmosferyczny	IMGW-PIB	mm	-	I 1978 – X 2011	dobowe
temperatura powietrza	IMGW-PIB	$^{\circ}\text{C}$	-	I 1978 – X 2011	dobowe
ewapotranspiracja rzeczywista	GLDAS	$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$	mm	XI 1979 – X 2011	3h
ewapotranspiracja potencjalna	MARS	mm	mm	I 1994 – XII 2008	dobowe

Dane wilgotności objętościowej gleby zostały zebrane podczas eksperymentu pomiarowego, prowadzonego w latach 2009-2011. Pomiary wykonywano w sześciu profilach badawczych. Rozmieszczenie profili pomiarowych w zlewni Liwca przedstawia rys. 3.6. Lokalizację profili badawczych ustalono za pomocą odbiornika GPS^c, który pozwala na precyzyjne określenie położenia z dokładnością do ± 10 mm i wysokości z dokładnością do ± 15 mm (*GRS-1 Operator's Manual*, 2009). Tablica 3.2 przedstawia podstawowe informacje o położeniu profili badawczych. Nazwy profili pochodzą od nazw miejscowości, w pobliżu których są zlokalizowane. Szczegółową metodykę badań terenowych wraz z opisem zasady działania urządzenia pomiarowego oraz metodykę opracowania wyników przedstawiono w rozdz. 3.3.1.

Wybór profili badawczych uwarunkowany był składem granulometrycznym gleb, głębokością do wody podziemnej, położeniem topograficznym oraz dostępnością miejsc pomiarowych. Został dokonany na podstawie zebranych materiałów

^c Odbiornik GPS Topcon GRS-1 został udostępniony przez firmę TPI, reprezentującą Topcon w Polsce.

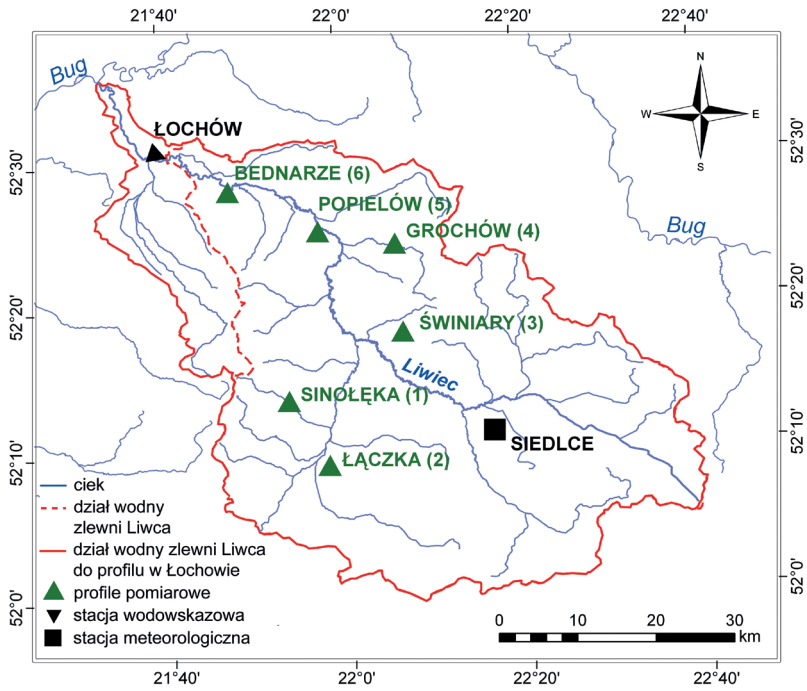
Tablica 3.2

Lokalizacja badanych profili glebowych w zlewni Liwca

Nr	Nazwa profilu	Współrzędne geograficzne	Wysokość [m n.p.m.]	Region fizycznogeograficzny	Powiat	Gmina
1.	Sinołęka	52°13,553'N 21°53,598'E	163,3	Wysoczyzna Kałuszyńska	miński	Kałużyn
2.	Łączka	52°09,209'N 21°57,452'E	144,1	Obniżenie Węgrowskie	siedlecki	Kotuń
3.	Świniary	52°18,138'N 22°06,923'E	165,3	Wysoczyzna Siedlecka	siedlecki	Mokobody
4.	Grochów	52°24,093'N 22°05,844'E	146,4	Wysoczyzna Siedlecka	sokołowski	Sokołów Podlaski
5.	Popielów	52°25,292'N 21°56,773'E	113,5	Obniżenie Węgrowskie	węgrowski	Liw
6.	Bednarze	52°28,555'N 21°47,315'E	107,0	Równina Wołomińska	węgrowski	Korytnica

kartograficznych i zweryfikowany w terenie. W poszczególnych profilach występują utwory mineralne reprezentatywne pod względem uziarnienia dla całej zlewni. W trzech profilach glebowych – Łączka, Popielów i Bednarze, obserwowano wahania zwierciadła wody podziemnej. Położone są one w dolinach rzecznych. Profile Łączka i Popielów zlokalizowane są w Obniżeniu Węgrowskim – pierwszy w dolinie Kostrzynia, drugi w dolinie Liwca, ok. 500 m od jego koryta. Profil Bednarze usytuowany jest w dolinie Liwca, w odległości ok. 600 m od koryta rzeki. Są to obszary płaskie. Pozostałe profile – Sinołęka, Świniary i Grochów, położone są na obszarze wysoczyzn, na niewielkich stokach o nachyleniu nieprzekraczającym 2°. Profil Sinołęka znajduje się na Wysoczyźnie Kałuszyńskiej, natomiast profile Świniary i Grochów położone są na Wysoczyźnie Siedleckiej. Cztery profile badawcze znajdują się na obszarach z roślinnością łąkową. Są to: Łączka, Świniary, Popielów oraz Bednarze. Dwa profile usytuowane są na nieużytkach (Sinołęka, Grochów). Rysunek 3.7 przedstawia zdjęcia profili pomiarowych.

Łącznie dla profili glebowych wykonano 18 serii pomiarowych w trzech okresach badawczych od września 2009 r. do października 2011 r. (tabl. 3.3). W 2009 r. przeprowadzono 4 serie pomiarowe, natomiast w 2010 r. i 2011 r. po 7 serii pomiarowych od kwietnia do października. Pomiarów wykonywano raz w miesiącu. W całym okresie pomiarowym zaobserwowano zarówno bardzo duże wartości wilgotności gleby w terminach wiosennych w 2010 r., kiedy to intensywne opady deszczu przyczyniły się do wezbrań wielu rzek kraju, jak i niewielkie uwilgotnienie w terminach letnich – w 2009 r. i 2010 r., i jesiennych w 2011 r. W pierwszym terminie – 6 września 2009 r. nie wykonano pomiaru w profilu Bednarze.



Rys. 3.6. Rozmieszczenie profili pomiarowych wilgotności gleby w zlewni Liwca



Rys. 3.7. Badane profile glebowe (fot. I. Jankowska)

Tablica 3.3

Terminy pomiarów terenowych

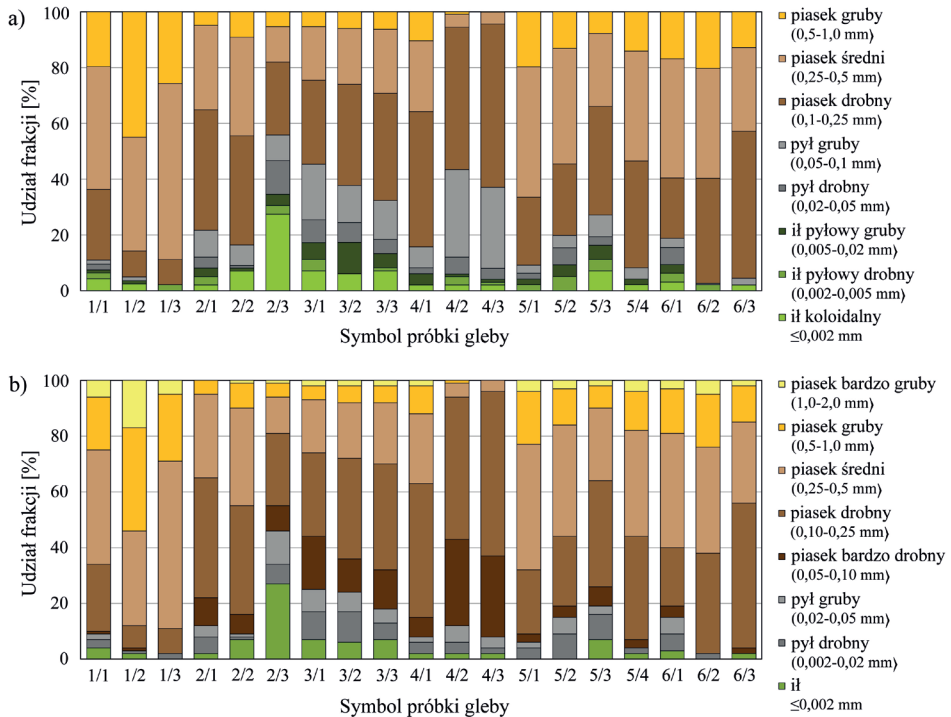
2009	2010	2011
6 września	18 kwietnia	10 kwietnia
13 września	2 maja	22 maja
10 października	5 czerwca	26 czerwca
8 listopada	25 lipca	24 lipca
	29 sierpnia	28 sierpnia
	26 września	2 października
	24 października	23 października

Dodatkowo 25 lipca 2010 r., gdy zaobserwowano małe uwilgotnienie gleby, pobrano dziewiętnaście próbek gleby do laboratoryjnego oznaczenia składu granulometrycznego wg średnicy ziaren. Do wydzielenia frakcji mniejszej niż 0,1 mm zastosowano metodę areometryczną Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego (Ryżak i in. 2009). Frakcję większą niż 0,1 mm rozdzielono metodą sitową, wykorzystując cztery sита o grubościach oczek: 0,1, 0,25, 0,5 oraz 1,0 mm. Na podstawie wyników analizy obliczono procentową wagową zawartość poszczególnych frakcji glebowych. Następnie badane utwory przyporządkowano do odpowiednich podgrup granulometrycznych.

Podziału utworów glebowych na podfrakcje i podgrupy granulometryczne dokonano wg dwóch klasyfikacji Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego – starej, obowiązującej do 2008 r. (PTG 1956), oraz aktualnej z 2008 r. (PTG 2009). Starsze materiały kartograficzne, m.in. mapy glebowo-rolnicze oraz glebowo-siedliskowe, wykorzystywane w dalszej części pracy, nawiązują do starej klasyfikacji. Została ona opracowana w latach pięćdziesiątych XX w. i była zastosowana w kolejnych wydaniach Systematyki Gleb Polski, w tym również w przedostatnim wydaniu z 1989 r. (PTG 1989). W najnowszej Systematyce Gleb Polski (PTG 2011) zastosowano aktualną klasyfikację.

Rysunek 3.8 przedstawia udział poszczególnych podfrakcji w badanych próbkach gleby wg dwóch klasyfikacji uziarnienia. Zakresy głębokości warstw, z których pobierano próbki, a także zawartość frakcji piaskowej, pyłowej i ilowej w próbkach gleby i przyporządkowane im podgrupy granulometryczne zestawiono w tabl. 3.4. Opisu uziarnienia profili pomiarowych dokonano wg obowiązującej klasyfikacji PTG (2009).

Profile pomiarowe są zbudowane przede wszystkim z piasków, wśród których dominują piasek średni i drobny. W próbkach z profilu Sinołęka zawartość frakcji piasku przekracza 90%. Ponadto profil ten charakteryzuje się największą zawarto-



Rys. 3.8. Skład granulometryczny badanych próbek glebowych wg dwóch klasyfikacji: (a) starej (PTG, 1956), (b) nowej (PTG, 2009)

Objaśnienia: pierwsza cyfra symbolu próbki oznacza numer profilu, odpowiednio: 1 – Sinołęka, 2 – Łączka, 3 – Świniary, 4 – Grochów, 5 – Popielów, 6 – Bednarze, druga – numer warstwy w danym profilu, których zakresy głębokości przedstawiono w tabl. 3.4

ścią piasku grubego i bardzo grubego. W górnej części profilu występuje więcej piasku drobnego, z domieszką pyłu i iłu. Dużą zawartość piasku, sięgającą ponad 80% i więcej, oznaczono również w próbkach, pochodzących z profili Grochów, Popielów i Bednarze. Profil Grochów charakteryzuje się największą zawartością piasku drobnego oraz bardzo drobnego i niewielką zawartością pozostałych frakcji, zarówno grubszych, jak i drobniejszych. W profilu Popielów dominuje piasek średni i drobny, w części środkowej (od 20 cm do 70 cm) jego zawartość zmniejsza się na rzecz frakcji drobniejszych. Pyły i iły stanowią tu ponad 15%. W profilu Bednarze na głębokości poniżej 25 cm zawartość piasków wynosi 98%, z czego większość stanowi piasek drobny i średni. Większy udział frakcji drobniejszych można zaobserwować w profilach Łączka i Świniary. W najgłębszej warstwie profilu Łączka oznaczono aż 27% iłu. Z kolei profil Świniary charakteryzuje się największym udziałem frakcji pylastych.

Tablica 3.4

Podgrupy granulometryczne badanych próbek glebowych wg dwóch klasyfikacji PTG (1956; 2009)

Symbol próbki	Głębokość [cm]	Podział wg starej klasyfikacji PTG (1956)				Podział wg nowej klasyfikacji PTG (2009)			
		Zawartość frakcji [%]		Grupa granulometryczna	Zawartość frakcji [%]		Grupa granulometryczna		
		piasku	pyłu		pyłu	ilu			
1/1	0-20	89	4	7	piasek słabogliniasty	91	5	4	piasek słabogliniasty
1/2	20-90	95	1	4	piasek luźny	97	1	2	piasek luźny
1/3	90-120	98	0	2	piasek luźny	98	2	0	piasek luźny
2/1	5-30	78	14	8	piasek słabogliniasty	88	10	2	piasek słabogliniasty
2/2	30-50	84	8	8	piasek słabogliniasty	91	2	7	piasek słabogliniasty
2/3	50-120	44	21	35	głina lekka	54	19	27	głina piaszczysto-ilasta
3/1	5-15	55	28	17	piasek gliniasty mocny pylasty	75	18	7	głina piaszczysta
3/2	15-30	62	21	17	piasek gliniasty mocny	76	18	6	piasek gliniasty
3/3	30-70	68	19	13	piasek gliniasty lekki	82	11	7	piasek gliniasty
4/1	5-40	84	10	6	piasek słabogliniasty	92	6	2	piasek luźny
4/2	40-70	57	37	6	piasek słabogliniasty pylasty	88	10	2	piasek słabogliniasty
4/3	70-120	63	33	4	piasek luźny pylasty	92	6	2	piasek luźny
5/1	0-20	91	5	4	piasek luźny	94	6	0	piasek luźny
5/2	20-40	80	11	9	piasek słabogliniasty	85	15	0	piasek słabogliniasty
5/3	40-70	73	11	16	piasek gliniasty mocny	81	12	7	piasek gliniasty
5/4	70-120	92	4	4	piasek luźny	96	2	2	piasek luźny
6/1	0-25	82	9	9	piasek słabogliniasty	85	12	3	piasek gliniasty
6/2	25-55	97	1	2	piasek luźny	98	2	0	piasek luźny
6/3	55-90	96	2	2	piasek luźny	98	0	2	piasek luźny

Objaśnienia: pierwsza cyfra symbolu próbki oznacza numer profilu, odpowiednio: 1 – Sinołęka, 2 – Łączka, 3 – Świniary, 4 – Grochów, 5 – Popielów, 6 – Bednarze, druga – numer warstwy w danym profilu

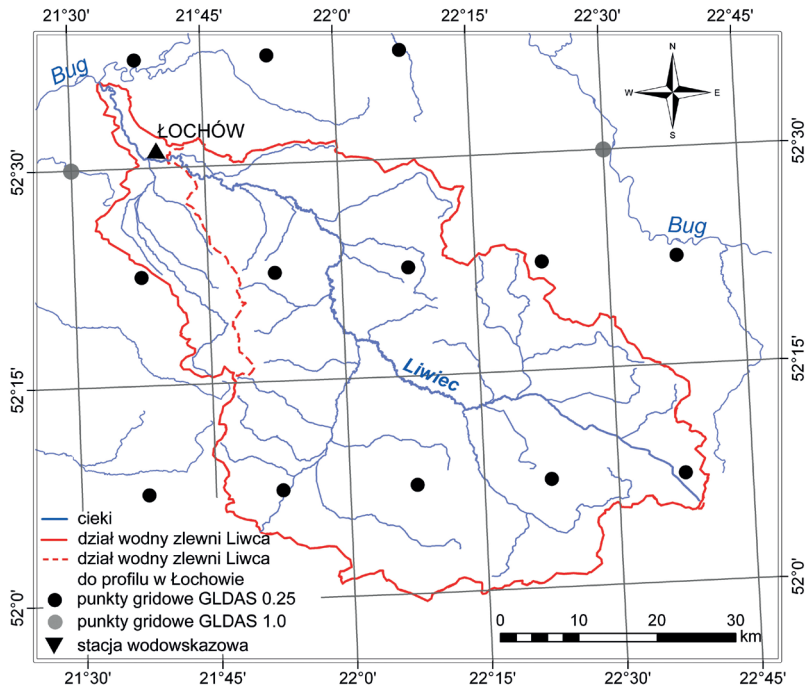
Na podstawie zawartości frakcji piaskowej, pyłowej i iłowej poszczególne utwory zaklasyfikowano do odpowiednich podgrup granulometrycznych. Dolne części profili Sinołęka i Bednarze zbudowane są z piasku luźnego. W ich przypowierzchniowej warstwie występują piasek słabogliniasty w profilu Sinołęka oraz piasek gliniasty w profilu Bednarze. Z kolei w profilach Grochów i Popielów pomiędzy warstwami piasku luźnego, znajdującego się w górnej i dolnej części profilu, występują warstwy piasku słabogliniastego, a w profilu Popielów – również piasku gliniastego. W profilach Łączka i Świniary brak piasku luźnego. W profilu Łączka występuje piasek słabogliniasty w górnej części i glina piaszczysto-ilasta w dolnej. W profilu Świniary dominuje piasek gliniasty, a w wierzchniej warstwie znajduje się glina piaszczysta.

Wyniki badań składu granulometrycznego uwzględniono w analizach zróżnicowania uwilgotnienia profili pomiarowych. Zastosowano je również do oszacowania różnic w możliwościach retencyjnych poszczególnych utworów.

3.2.2. Dane zapasu wody w strefie aeracji w globalnej bazie danych GLDAS

Globalna baza danych GLDAS (ang. *Global Land Data Assimilation System*) stanowi zbiór szeregów czasowych gridowych danych obliczeniowych (Rodell i in. 2004). Gromadzone w niej dane dotyczą stanów powierzchni ziemi oraz wybranych zmiennych hydrologicznych. Są wynikiem obliczeń kilku modeli powierzchni ziemi i stanowią cenne źródło informacji o rozkładzie przestrzennym zmiennych, często niemonitorowanych powszechnie.

W pracy wykorzystano wartości zapasu wody w strefie aeracji, będące wynikiem obliczeń modelu powierzchni Ziemi Noah. Dane z modelu dostępne są w rozdzielczościach przestrzennych $1^\circ \times 1^\circ$ oraz $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ szerokości i długości geograficznej. Rozmieszczenie punktów gridowych bazy GLDAS w zlewni Liwca przedstawia rys. 3.9. Model Noah oblicza wartości zapasu wody w czterech warstwach gruntu: 0-10, 10-40, 40-100 oraz 100-200 cm. Dane wejściowe do modelu Noah, stosowane w obliczeniach zapasu wody w warstwach gruntu, charakteryzują między innymi właściwości gleb, topografię i roślinność. Wyniki obliczeń modelu zależą w dużym stopniu od ich jakości. Dane wejściowe gromadzone są i przetwarzane w systemie LIS (ang. *Land Information System*) (Kumar i in. 2006). Informacje o zróżnicowaniu przestrzennym właściwości gleb, m.in. porowatości i uziarnienia, pochodzą z cyfrowej mapy gleb świata FAO o rozdzielczości przestrzennej $5'$. Źródłem informacji o przypowierzchniowym uwilgotnieniu gleby są obrazy satelitarne wykonywane radiometrem AMSR (ang. *Advanced Microwave Scanning Radiometer*), znajdującym się na satelicie Aqua. Braki w tych danych stanowią pro-



Rys. 3.9. Rozmieszczenie punktów gridowych danych GLDAS

blem w ich asymilacji (Rodell i in. 2004). Dane o ukształtowaniu powierzchni Ziemi pochodzą z cyfrowego modelu wysokości GTOPO30 o rozdzielczości przestrzennej 1 km. Dla każdego gridu siatki obliczeniowej modelu Noah przyjęto średnie wartości wysokości nad poziomem morza oraz nachylenia terenu (Mitchell i in. 2004). Model nie uwzględnia zróżnicowania topografii w obrębie gridu. Źródłem danych wejściowych dotyczących roślinności jest baza pokrycia terenu o rozdzielczości przestrzennej 1 km na podstawie obrazów z radiometru AVHRR (ang. *Advanced Very High Resolution Radiometer*). Roślinność zaklasyfikowano do 11 typów, a ponadto wyodrębniono obszary miejskie, glebę bez roślinności oraz wody (Mitchell i in. 2004). W modelu Noah w gridzie reprezentowana jest klasa roślinności, która zajmuje największą powierzchnię w jego obrębie (Rodell, Houser 2004). Ponadto stosowane są również dane wskaźnika LAI (ang. *Leaf Area Index*) o rozdzielczości 1 km (Rodell i in. 2004).

Z bazy GLDAS pozyskano zestaw danych zapasu wody w czterech warstwach gruntu, pochodzący z modelu Noah. Dane zapisane w punktach węzłowych siatki gridowej o rozdzielczości przestrzennej $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ długości i szerokości geograficznej obejmują wielolecie 1980-2011. Krok czasowy wynosi trzy godziny. Dane pozyskano w plikach zapisanych w formacie binarnym GRIB (ang. *GRIdded Binary*). Jeden

plik zawiera wartości parametru dla punktów gridowych z całego świata w jednym terminie. Dane w pliku zapisane są w postaci trójwymiarowych macierzy. Z każdego z nich wyodrębniono wartości dla punktów, których strefy wpływu obejmują zlewnię Liwca. Pliki z danymi zostały odczytane i przetworzone w programie Xconv, udostępnionym przez BADC (ang. *British Atmospheric Data Center*). Łącznie pobrano i przetworzono 93 496 plików.

Dane GLDAS zapasu wody o trzygodzinnym kroku czasowym przetworzono do danych dobowych. Następnie obliczono średnią ważoną wartość parametru w zlewni po profil wodowskazowy w Łochowie, stosując metodę wieloboków Thiessena (1911). Zapas wody w warstwie 0-50 cm, dla której prowadzono analizy w dalszej części pracy, obliczono wg równania:

$$WS_{0-50} = WS_{0-10} + WS_{10-40} + \frac{1}{6} WS_{40-100} \quad (3.2)$$

gdzie: WS_{0-50} – zapas wody w warstwie 0-50 cm [mm], WS_{0-10} , WS_{10-40} , WS_{40-100} – zapas wody w warstwach podanych w indeksach dolnych w cm wg modelu Noah [mm].

Dane zapasu wody z bazy GLDAS z modelu Noah zastosowano przy ocenie wyników uzyskanych z modelu HBV oraz w analizie zmienności czasowej zasobów wodnych strefy aeracji w zlewni Liwca.

3.2.3. Dane hydrologiczne i meteorologiczne

W pracy wykorzystano ponadto dane przepływu Liwca oraz dane temperatury powietrza, ewapotranspiracji i opadów atmosferycznych. Lokalizację stacji pomiarowo-obszaryjnych przedstawiono na rys. 3.6 zamieszczonym w rozdz. 3.2.1.

Dane przepływu Liwca w profilu Łochów obejmują wielolecie 1980-2011 w układzie lat hydrologicznych. Stacja wodowskazowa w Łochowie jest najniżej położonym profilem obserwacyjnym rzeki Liwiec. Od ujścia do Bugu oddalony jest o ok. 17 km. Dobowe wartości przepływu dla okresu 1980-1983 zostały opublikowane w *Rocznikach Hydrologicznych Wód Powierzchniowych* (1980-1983). Dane z okresu po 1983 r. zostały udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej PIB^d. Zastosowano je w kalibracji i weryfikacji modelu HBV.

Wartości sum dobowych opadu atmosferycznego oraz średnie dobowe temperatury powietrza pochodzą ze stacji meteorologicznej w Siedlcach. Obejmują wielolecie 1980-2011. Dane opadowe z okresu 1980-1981 pozyskano z roczników *Opady*

^d Na podstawie wniosku o udostępnienie danych do Zastępcy Dyrektora ds. Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej IMGW-PIB z dnia 12.12.2011 r.

atmosferyczne (1980-1981). Pozostałe dane zostały udostępnione przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Zastosowano je w analizie sytuacji meteorologicznej w okresie badań terenowych oraz stanowiły wejście do modelu HBV.

W pracy wykorzystano również gridowe dane meteorologiczne pochodzące z projektu MARS (ang. *Monitoring of Agriculture with Remote Sensing*), realizowanego przez Wspólnotowe Centrum Badawcze Komisji Europejskiej JRC (Goot, Orlandi 2003). Pozyskano dobowe sumy ewapotranspiracji potencjalnej dla okresu od 1 stycznia 1994 r. do 31 grudnia 2008^o. Ewapotranspiracja potencjalna w projekcie MARS została obliczona za pomocą wzoru Penmana dla pól siatki o wymiarach 50×50 km (Goot, Orlandi 2003). Dane zapisane są w plikach tekstowych. W zasięgu zlewni Liwca znajdują się cztery pola o numerach: 62075, 63075, 62076, 63076. Średnią ważoną dla zlewni Liwca obliczono metodą wieloboków Thiessena. Dane ewapotranspiracji potencjalnej zostały zastosowane w modelu HBV.

Z kolei dane ewapotranspiracji aktualnej, zastosowane w ocenie sytuacji meteorologicznej w okresie badań terenowych, pozyskano z bazy danych GLDAS. Podobnie jak w przypadku danych zapasu wody, opisanych w rozdz. 3.2.2, dane ewapotranspiracji są wynikiem obliczeń modelu Noah. Na podstawie danych o rozdzielczości przestrzennej 0,25°×0,25° długości i szerokości geograficznej obliczono średnią ważoną wartość parametru w zlewni metodą wieloboków Thiessena.

3.2.4. Dane przestrzenne

W pracy wykorzystano przestrzenne dane wektorowe i rastrowe, charakteryzujące elementy środowiska przyrodniczego zlewni Liwca. Zebrany materiał obejmuje:

- mapę podziału hydrograficznego,
- numeryczny model terenu,
- mapę glebowo-rolniczą,
- leśną mapę numeryczną,
- mapę pokrycia terenu,
- dane satelitarne wskaźnika LAI.

^o Dane zostały udostępnione drogą elektroniczną przez Wspólnotowe Centrum Badawcze Komisji Europejskiej JRC na podstawie wysłanego dnia 03.09.2009 r. wypełnionego formularza rejestracyjnego i po zaakceptowaniu warunków dystrybucji danych.