Acta Agrophysica, 2002, 66, 49-76

STOSUNKI WODNE POLESIA

Z. Michalczyk, S. Bartoszewski, M. Turczyński

Zakład Hydrografii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Lublin, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin

S t r e s z c z e n i e. Stosunki wodne Polesia zostały ukształtowane przez czynniki klimatyczne i lądowe, z których najważniejsze to zmienna przepuszczalność gleby, słabo wykształcona rzeźba terenu, niskie opady i parowanie, które miejscami osiąga wartości potencjalne. Elementy środowiska (struktura geologiczna i rzeźba terenu) warunkują układ odwadniania i gęstość sieci wodnej oraz głębokość na jakiej występują wody gruntowe, jak również rozwój i wielkość poziomów wód gruntowych. Dopływ atmosferyczny, wahający się od 500 do 600 mm rocznie jest przyczyną niskich wartości odpływu i dużej zależności między zasobami wodnymi i warunkami meteorologicznymi. Jest to widoczne w występowaniu przedłużonych okresów podniesionego poziomu wód na wiosnę, kiedy jest nadmiar wody, oraz głębokich niskich poziomów wód w czasie pory suchej. Region Polesie charakteryzuje się gęstą siecią wód powierzchniowych, bardzo płytko położonymi wodami gruntowymi jak również występowaniem jezior, bagien i różnego rodzaju gruntów bagiennych, co tworzy wrażenie dużej ilości wody w regionie. Te cechy są powiązane z płytkim występowaniem warstw nieprzepuszczalnych, które utrudniają cyrkulację wodną. Są one skutkiem słabego rozdrobnienia ziemi. Niewielkie zróżnicowanie hipsometryczne tworzy małe stopnie nachylenia i niewielki (naturalny) stopień cyrkulacji wodnej.

Woda z Polesia jest pobierana przez rzeki Wieprz i Bug w części zachodniej, oraz rzeki Dniepr i Desna w części wschodniej. Prypeć jest główną rzeką regionu, jej liczne dopływy płyną zarówno z północy jak i południa. W skali regionu, współczynnik odpływu waha się od 140 mm w strefie północnej granicy regionu do 70 mm w części południowo-wschodniej. Charakterystyczny dla regionu jest silny związek pomiędzy płytkimi wodami gruntowymi i wodami powierzchniowymi, jak również zależność zasobów wodnych od warunków meteorologicznych.

Naturalna wymiana wody w regionie Polesia jest powolnym procesem. Jednakże intensywna melioracja, inżynieria kanałów rzek oraz urbanizacja znacznie przyspieszyły cyrkulację wodną, co prowadzi do zmniejszania się obszarów torfowiskowych i podmokłych. Należy więc podjąć zdecydowane działania aby zmniejszyć odpływ i zwiększyć retencję, zachować ilość i jakość wody oraz kontrolować degradację środowiska geograficznego.

S ł o w a k l u c z o w e: stosunki wodne, odpływ, melioracja, ochrona wody

GEOGRAFICZNE UWARUNKOWANIA STOSUNKÓW WODNYCH

Polesie – najwyższa część środkowoeuropejskiego pasa Wielkich Dolin, w polskiej literaturze często nazywane Niziną Poleską – wciśnięte jest pomiędzy Wyżynę Wołyńską i Wyżyny Białoruskie. Region ten, znajdujący się na pograniczu Białorusi i Ukrainy, ma kształt trójkąta. Jego podstawę tworzy Dniepr, a wierzchołek Brześć nad Bugiem. Obszar Polesia od Zachodu zamyka subregion Polesie Lubelskie, oddzielony od zasadniczej części regionu doliną Bugu. Najdalej na wschód wysuniętym subregionem Polesia jest obszar między Dnieprem i Desną zwany Polesiem Czernichowskim. Tak wyznaczony region Polesia zajmuje powierzchnię około 150 tys. km^2. Jest to teren nizinny, o rozciągłości równoleżnikowej około 700 km i południkowej do 300 km. Niewielkie zróżnicowanie hipsometryczne oraz występowanie licznych podmokłości obszaru sprawiają trudności w wyznaczeniu działów wodnych. Warunki te są dobre do budowy kanałów łączących w strefie europejskiego działu wodnego sąsiednie dorzecza Bugu i Dniepru. Najważniejsze z nich to: Kanał Królewski (Dniepr-Bug) łączący rzeki Muchawiec i Pinę; Kanał Turski łączący jeziora Turskie i Orzechowskie; Orzechowski między jeziorem Orzechowskim i rzeką Muchawiec; Kanał Ogińskiego łączący Niemen z Prypecią – poprzez Szczarę, jezioro Wygonowskie i Jasiołdę.

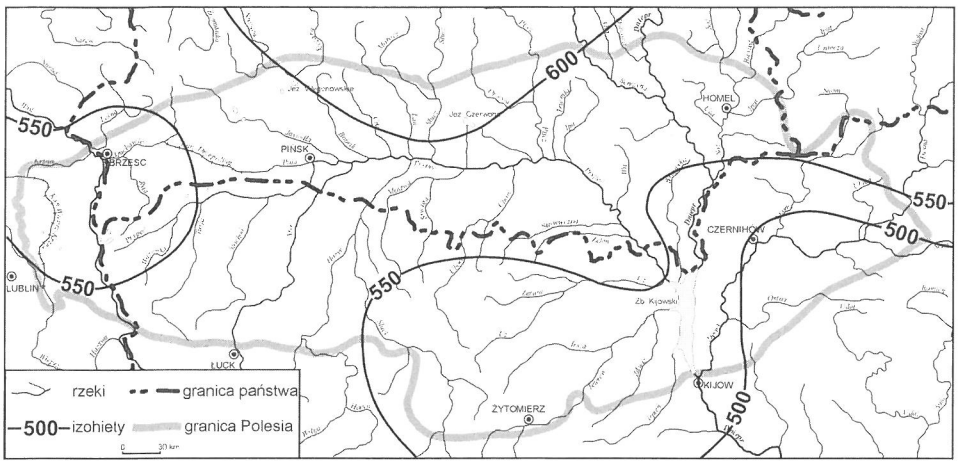
Pod względem hydrograficznym obszar ten znajduje się w zlewiskach Morza Bałtyckiego i Czarnego. Odwadniają go allochtoniczne dla Polesia rzeki – w części zachodniej Wieprz i Bug, a we wschodniej Dniepr i Desna. Rzeki Polesia w przeważającej części odprowadzają wodę Prypeci, uchodzącą do Dniepru powyżej Kijowa. Naturalna sieć rzeczna na całym obszarze Polesia nie jest gęsta uniemożliwiając szybki odpływ wód z topniejącego śniegu w okresach wiosennych. Rzeki drenują głównie płytkie wodonośne horyzonty związane z utworami czwartorzędowymi, ale część z nich jest zasilana naporowymi wodami poziomów neogeńskiego, paleogeńskiego, kredowego i wodami krążącymi w skałach krystalicznego podłoża.

Olbrzymia powierzchnia regionu pozwala na wyróżnienie w jego obrębie kilku jednostek fizycznogeograficznych niższego rzędu, które zwykle są niezależnie wydzielane na terenach Polski, Ukrainy i Białorusi. Według geograficznej regionalizacji Europy Wschodniej opracowanej w układzie dziesiętnym [14] na Polesiu wyróżnione zostały następujące subregiony: Polesie Zachodnie, Polesie Wschodnie, Polesie Wołyńskie, Polesie Żytomierskie, Polesie Kijowskie, Polesie Czernichowskie oraz Polesie Nowogrodzko-Siewierskie.

Położenie na pograniczu trzech państw sprawia, że informacje dotyczące środowiska przyrodniczego, jak również i stosunków wodnych, są zestawiane odrębnie dla polskiej, białoruskiej i ukraińskiej części Polesia [3,18-20,22,26,28,31,33, 38,39,44 i inni]. W ostatnich latach ukazują się monograficzne opracowania dotyczące wydzielonych regionów Polesia [2,8,9,17,25,30,36,40,43,44, i inni]. Natomiast niezwykle bogate i różnorodne informacje dotyczące zachodniego regionu Polesia zawarte są w Słowniku Geograficznym Królestwa Polskiego [6] oraz w Wielkiej Geografii Powszechnej [12].

Pod względem orograficznym Polesie zajmuje płaskie obniżenie nieznacznie nachylone w kierunku wschodnim. Jedynie zachodnia jego część obniża się ku dolinie Bugu. Niemal środkiem rozleglej Niziny Poleskiej płynie Prypeć, która przyjmuje wody dopływów uchodzących z południa i północy. Rzeki zasilające Prypeć można podzielić na dwie grupy: właściwe rzeki poleskie biorące początek w tym regionie (Prypeć, Jasiołda, Słucz, Muchawiec) oraz rzeki spływające z Wyżyny Wołyńskiej (Turia, Styr, Horyń) lub Białoruskiej [12]. Rzeki poleskie mają podmokłe doliny i wykazują minimalne spadki podłużne, prowadzą poza okresem wiosny niewiele wody, która ma stosunkowo niską mineralizację ogólną. Natomiast rzeki spływające z sąsiednich wyniosłości mają duże i zróżnicowane spadki, co ułatwia spływ wód z obszaru wysoczyznowego na teren Polesia.

Stosunki wodne Polesia kształtują się pod wpływem czynników terenowych i klimatycznych, głównie zróżnicowanej przepuszczalności gruntu, słabo urozmaiconej rzeźby terenu, niewielkiego opadu i parowania – lokalnie osiągającego wartości potencjalne. Komponenty środowiska (budowa geologiczna i rzeźba terenu) decydują o układzie i gęstości sieci wodnej oraz o głębokości występowania zwierciadła wód podziemnych, a także o wykształceniu i zasobności poziomów wodonośnych związanych z cechami podłoża skalnego. Średnia wielkość opadów atmosferycznych rejestrowanych na stacjach pomiarowych zmieniała się od 497 mm w Czarnobylu do 645 mm w Gancewiczach. Absolutne minimum rocznych opadów – 280 mm zanotowano w Pińsku w 1961 roku, a maksimum – 1016 mm w Wasilewiczach w 1906 roku [4]. Najniższa wartość zasilania atmosferycznego przypada na okres styczeń-marzec. Na przykład w lutym w Biełokorowiczach wynosiła 23 mm, a w Czarnobylu 24 mm. Maksymalna wielkość opadów stwierdzana jest w lipcu, np. w miejscowości Mozyr wynosiła 93 mm a w Prużanach 92 mm. Średnie straty wody na ewapotraspirację liczoną w okresie maj-wrzesień w latach 1952-63 w stacji Wasilewicze wynosiła 592 mm [15]. Było ono wyższe od opadów atmosferycznych tego okresu o 10-58 mm. Małe zasilanie atmosferyczne, pozostające w granicach 500-600 mm/rok (Rys. 1) sprawia, że ilość odpływającej



Rys. 1. Zróżnicowanie rocznych sum opadu na Polesiu
Fig. 1. Variability of annual precipitation totals in the Polesie region

wody jest niewielka oraz wykazuje silny związek ze zjawiskami meteorologicznymi. Uwidacznia się to występowaniem długotrwałych wezbrań w okresie wiosennych nadmiarów wilgoci oraz głębokich niżówek w okresach posusznych.

Polesie jest krainą, której przewodnią cechą jest wyjątkowa monotonia rzeźby terenu. Dominującą formą krajobrazu są płaskie tereny równinne o deniwelacjach osiągających maksymalnie 5 m. Są to w zasadzie terasy zalewowe zbudowane z mułków i piasków, a w warunkach naturalnych zajęte przez bagna, torfowiska i lasy. Spadki terenu zawierają się w przedziale od 0,05 do 0,2‰ [12]. Doliny rzeczne są rozległe i rozdzielone niskimi kilkumetrowymi terasami, których wysokość rośnie ku peryferiom Polesia (na granicy z Wołyniem ma kilkanaście metrów). Bardzo często działy wodne są niewyraźne, mają charakter strefowy. Ponad płaski teren Niziny Poleskiej wznoszą się w różnych miejscach obszary nazywane ostrowami. Jeden z największych ma formę klina, którego podstawę stanowi Podlasie, a ramiona zbiegają się przy ujściu Piny do Jasiołdy (Zahorodzie). W najwyższym miejscu wznosi się do 180 m npm. W jego przedłużeniu leżą izolowane ostrowy Łunińca, Petrykowa, Turowa i Mozyrza. Ten ostatni osiąga wysokość 166 m npm, a w podłożu ma skały trzeciorzędowe i kredowe. W południowej części Polesia wznosi się okazały ostrów Owrucki (162 m npm) zbudowany z piaskowców dewońskich i granitów, które przykryte są pokrywą lessową. Lencewicz [12] nazywa te formy szczątkami rzeźby z okresu

poprzedzającego akumulację plejstoceńsko – holoceńską. Inny typ wzniesień tworzą wydmy, często grupujące się w łańcuchy i skupienia. Zazwyczaj porasta je las sosnowy. Wydmy te często wznoszą się wśród bagien i torfowisk, co wskazuje na ich powstanie w okresie suchym, poprzedzającym zabagnienie.

Ukształtowanie podłoża geologicznego Polesia jest zasadniczo odmienne od monotonnego ukształtowania powierzchni terenu. Zwraca uwagę fakt bardzo silnego zaburzenia tektonicznego skał najstarszego podłoża, którego powierzchnia składa się z form o charakterze zrębów rozdzielonych różnokierunkowymi zapadliskami. W poprzek olbrzymiej zabagnionej kotliny Prypeci ciągnie się zagrzebany w podłożu tzw. wał scytyjski łączący krystaliczne tarcze Czarnomorską i Bałtycką. Obecnie forma ta uważana jest za część Masywu Białorusko-Litewskiego wznoszącego się 2-3 km nad sąsiednimi zapadliskami tektonicznymi [13]. Jego oś przebiega wzdłuż wschodniej przedwojennej granicy Polski. Jądro formy stanowią szare granity i gnejsy archaiku (ok. 1,5-2 mld lat) przykryte piaskowcami dewońskimi. Na nich zalegają osady kredy górnej, wykształcone w postaci piaskowców glaukonitowych i margli oraz piaskowców glaukonitowych i piasków oligoceńskich. Wał scytyjski stanowił znaczące pasmo górskie jeszcze w paleozoiku, potem został zdenudowany – częstokroć pokrywa osadowa została zdarta aż do jądra krystalicznego. Późniejsze ruchy górotwórcze nie wywołały jego powtórnego dźwignięcia do formy górskiej, ale spowodowały odnowienie szeregu uskoków, wzdłuż których następowało wypiętrzanie i zrzucanie części górotworu. Liniom uskoków towarzyszą pokrywy bazaltowe (Klesów – Sarny). W wyniku tych ruchów krystaliczne jądro wału lokalnie występuje bardzo płytko pod osadami plejstoceńskimi. W okolicy miasta Mikaszewicze granity zalegają na głębokości od kilku do kilkunastu metrów i są eksploatowane w gigantycznej kopalni odkrywkowej. która ma głębokość 200 m. Przebieg linii dyslokacyjnych jest często dobrze czytelny w terenie, jako prostoliniowe elementy rzeźby, np. biegi rzek.

U schyłku trzeciorzędu wał scytyjski, dzielący Polesie na część wschodnią i zachodnią, wyznaczał przebieg europejskiego działu wodnego. Poczynając od okolic Dawidgródka i Turowa wody rzeczne kierowały się w stronę Polski. Najważniejsze zmiany hydrograficzne zaszły wskutek transgresji lądolodu skandynawskiego, w fazie którego nastąpiło zahamowanie odpływu wód w kierunku zachodnim i północnym, a wody fluwioglacjalne mogły odpływać tylko w kierunku południowo-wschodnim do dorzecza Dniepru. Najdłużej lodowiec utrzymywał się na linii Siedlce-Baranowicze. W wodach stojących lub wolno płynących nastąpiła akumulacja drobnoziarnistych piasków, mułków i zielonkawych iłów. Seria ilasta z reguły podściela serię piaszczystą. Powszechnym zjawiskiem była akumulacja

osadów w licznych rozległych jeziorzyskach. Seria ta ma miąższość kilkunastu metrów i stanowi zwykle podłoże bagien i torfowisk. Łączna miąższość osadów czwartorzędowych waha się w przedziale 25÷30 m [32].

Procesy zabagnienia rozpoczęły się w końcu plejstocenu, po zakończeniu okresu suchego, podczas którego uformowały się zespoły wydmowe. Zabagnienie Polesia jest wynikiem nałożenia się kilku przyczyn. Przede wszystkim wiąże się z płytkim zaleganiem utworów nieprzepuszczalnych oraz słabym rozwojem sieci drenażu. Sieć rzeczna ma wyraźne znamiona młodości. Jest niezorganizowana, ciągle trwa walka o dział wodny między Dnieprem z jednej strony, a Wisłą i Niemnem z drugiej. Baza erozyjna w dorzeczu Wisły leży znacznie niżej: 67 m n.p.m. (ujście Bugu do Narwi) – odległość od obecnego działu wodnego (Bagno Dubowe) to 399 km. Podobne wysokości bazy w dolinie Dniepru to okolice Kremieńczuga – odległość 1100 km.

Osobliwością Polesia jest bogactwo powierzchniowych form występowania wody. Bardzo płytkie utrzymywanie się wody podziemnej oraz istnienie jezior, bagien i różnorodnych mokradeł sprawia wrażenie dużej zasobności wodnej regionu. Udział obszarów podmokłych szacowany jest nawet na 49% powierzchni Polesia [15]. Te cechy są efektem płytkiego występowania warstw nieprzepuszczalnych utrudniających krążenie wody oraz są konsekwencją słabego rozcięcia terenu. Jednocześnie należy podkreślić, że niewielkie zróżnicowanie hipsometryczne regionu decyduje o utrzymywaniu się małych gradientów hydraulicznych i bardzo powolnym (naturalnym) tempie obiegu wody. Np. spadki podłużne Prypeci na niektórych jej odcinkach osiągają tylko 6 cm/1 km biegu rzeki [4]. Cechy te znane były od dawna, gdyż Tomaszewski [35] w swym opracowaniu cytuje wojewodę poleskiego "nadmierne nawodnienie i zabłocenie Polesia nie pochodzi ani z nadmiaru wód dopływających, ani z nadmiaru wód opadowych, a jedynie z niedostatecznego odpływu wód wiosennych".

W warunkach naturalnych rzeki dzieliły się na dziesiątki ramion, bifurkowały, a ich spadki były rzędu 0,01 do 0,5 ‰, czyli od 1 do 50 cm na kilometr. Ruch wody odbywał się bardzo wolno, rzędu kilku – kilkunastu cm/s. Rzeki cechowała minimalna siła erozyjna. Koryta były szerokie i płytkie, silnie zarastające. Podczas wezbrań wody rzek rozlewały się szeroko tworząc na tzw. Zarzeczu – pomiędzy Pińskiem i Turowem jezioro o długości kilkudziesięciu km i o powierzchni ponad 1000 km^2. W latach wilgotnych zalewy wiosenne utrzymywały się przez cały rok (wzmianka Herodota). Zwierciadło wód rzecznych najsilniej podnosi się w wielkich rzekach: Prypeci, Berezyny, Soża i Dniepru o 5-7 metrów. W małych rzekach wahania zwierciadła wody dochodzą do 3-4 metrów. Wezbrania trwają

długo, na głównych rzekach nawet do 40-100 dni, a na rzekach małych 20-40 dni. Szerokość wylewów Prypeci wynosi 5-15 km, a maksymalnie do 20-30 kilometrów, natomiast szerokość jej dopływów w okresie wezbrań wzrasta nawet do 3 kilometrów. Zmniejszenie zasięgu wezbrań notowane w ostatnich latach jest m.in. wynikiem znaczących antropogenicznych przekształceń obiegu wody, szczególnie budowy licznych zbiorników retencyjnych. Największe z nich mają pojemność ponad 50 mln m^3. Powstały one nie na Prypeci, ale na jej dopływach: zbiornik Selecki – Jasiołda, Pogost – Bobryk, Soligorski – Słucz, Krasnosłobodzki – Morocz, Łoktysze – Łań. Redukcja amplitudy stanów wody w takich rzekach może być rzędu kilkudziesięciu procent [38].

Na obszarze Polesia szczególnie widoczne są wody powierzchniowe: jeziora, zbiorniki wodne, stawy oraz bagna i podmokłości. Jeziorność regionu, podobnie jak i rozmieszczenie zbiorników wodnych, jest nierównomierna – maksymalnie osiąga 1-2%. Część jezior to bardzo głębokie zbiorniki, powstałe dzięki procesom krasowym (Świtaź, Wólczańskie, Doszno, Łukie), a inne – stosunkowo płytkie, pochodzenia polodowcowego lub rzecznego, znajdują się w terenach płaskich, o utrudnionym odpływie wody (Kniaź, Wygonowskie, Turskie, Orzechowskie). Ich istnienie związane jest zarówno z zasilaniem atmosferycznym, jak też podziemnym dopływem wody ze skał kredowych lub czwartorzędowych. Najwięcej naturalnych zbiorników wodnych jest w lewobrzeżnej części zlewni Prypeci. W przeważającej części są to małe jeziora, zajmujące obszar poniżej 0,5 km^2, tylko niektóre osiągają stosunkowo duże po-wierzchnie i znaczne głębokości. Największym z nich jest Czerwone o powierzchni 43,6 km^2 i maksymalnej głębokości 4,0 m. Wśród innych dużych jezior są zbiorniki zarówno płytkie, jak i głębokie: Świtaź (27,5 km^2, gł. max. 58,4 m), Wygonowskie (27,0 km^2, gł. max. 2,5 m), Czarne (17 km^2, gł. max. 2,5 m), Pulmo (16 km^2, gł. max. 19,2 m), Sporowskie (13,2 km^2, gł. max. 2,2 m), Turskie (13,5 km^2, gł. max 2,6 m.) [20,31]. Należy podkreślić, że jeziora pochodzenia krasowego charakteryzują się względnie dużymi głębokościami, niezależnie od zajmowanej powierzchniami. Ich zasilanie związane jest z wodami podziemnymi krążącymi w skałach węglanowych górnej kredy. Zasilanie to decyduje o małych amplitudach wahań zwierciadła wody [15].

Niemal połowę obszaru Polesia zajmują tereny podmokłe, a w dorzeczu Prypeci obejmują prawie 60% powierzchni [15]. Największe z nich Jasielskie Błota w dorzeczu Jasiołdy, Pińskie Błota między rzekami Pina i Styr, Błoto Gały na międzyrzeczu Lwy i Stwigi, Griczyno na międzyrzeczu Cny i Łani, Mozyr w dorzeczu Moroczi, Osterskoje, Snowskoje, Zamgaj, Smoljanka. Na podłożu mineralnym terenów zalewowych powstały rozległe bagna, wykorzystywane jako

użytki zielone. Drugim typem podmokłości są torfowiska niskie – soligeniczne – występujące nieco powyżej den dolin i na międzyrzeczach, np, Bagno Dubowe na dziale wodnym Muchawca i Piny (Kanał Królewski). W warunkach pierwotnych dominowały wielkie bezdrzewne obszary, określane jako hołe (gołe) błota. Tylko 10% obszaru zajmowały torfowiska wysokie – ombrogeniczne – stanowiące z reguły zupełne nieużytki [12].

O bilansie i zasobach wód gruntowych Polesia decydują przychody i rozchody wody. Do przychodów należą: infiltracja, dopływ boczny, dopływ z głębszych wód naporowych; natomiast rozchody to: parowanie, boczny odpływ oraz zasilanie głębszych horyzontów wody. Znaczenie poszczególnych faz obiegu wody uzależnione jest od warunków klimatycznych, miąższości i wykształcenia litologicznego skał strefy aeracji, charakteru zasilania i uwarunkowań wynikających z rzeźby terenu. Na podstawie materiałów publikowanych [16,43] i archiwalnych przedstawiono schematycznie na mapie głębokości występowania wód podziemnych w zachodniej i środkowej części Polesia (Rys. 2). Na przeważającej części dominują niewielkie miąższości strefy aeracji, a doliny rzeczne i inne obniżenia terenu są zwykle podmokłe. Średnie zabagnienie dolin rzecznych Prypeci i Muchawca dochodzi do 65-70%, Berezyny i lewych dopływów Prypeci 35-45 %, na Polesiu Wołyńskim, Żytomierskim i Kijowskim 20-35 % [16].

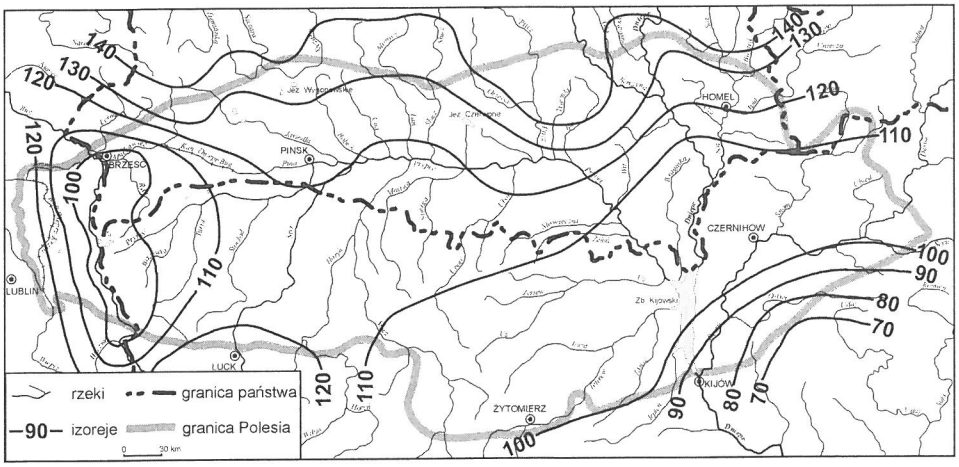
Ryc. 2. Schematyczny rozkład głębokości występowania wód podziemnych (na podst. Kozłow [15, 16], Wilgat i in. [43, 44], mat. własne)
Fig. 2. A schematic layout of groundwater depths

Największe podmokłości występują w lewobrzeżnej części dorzecza Prypeci, gdzie spadki terenu są małe, a sieć hydrograficzna jest słabo rozwinięta. Wody gruntowe w osadach wodno-lodowcowych występują najczęściej do głębokości 1,3 m. Są one związane hydraulicznie z głębszymi czwartorzędowymi wodami naporowymi. Na wyższych terasach piezometryczne zwierciadło wody występuje na wysokości zwierciadła wód gruntowych. Podmokłości powodowane są tu przez opad atmosferyczny, spływ powierzchniowy i dopływ wody rzekami. Sprzyja temu płytkie występowanie wód gruntowych. W obniżeniach istotną rolę w utrzymywaniu podmokłości terenu odgrywa dopływ wód naporowych [4].

Głębokość występowania wód podziemnych w dolinach rzecznych sięga 0,5-1,5 m, a 3-6 m na międzyrzeczach. Na wyższej prawobrzeżnej terasie Polesia Prypeckiego czwartorzędowe wody podziemne występują na głębokości 0,4-1,5 m, natomiast piezometryczne zwierciadło wody górnokredowych skał utrzymuje się na podobnej głębokości, a nawet wyżej o 0.2-0,3 m. Zasilanie wód gruntowych pochodzi głównie z infiltracji opadów atmosferycznych. W strefach tektonicznych występowanie wód podziemnych jest uzależnione od dopływu wód z głębszych poziomów [20]. Spadki hydrauliczne zwierciadła wody są bardzo małe, co decyduje o słabym drenażu i powolnym przepływie wód. O zabagnieniu terenu decydują opady atmosferyczne, spływ powierzchniowy i zasilanie podziemne.

Na Polesiu wyróżnia się kilka typów formowania bilansu wód gruntowych, których wydzielenia nawiązują do warunków geomorfologicznych obszaru. W zachodniej części Polesia zasilanie poziomów wód naporowych osiąga 20-60%, infiltracja 50-100% przychodowej części bilansu. W części rozchodowej na parowanie przypada 70-100% wody. Na wododziałowych terenach obok parowania, część wody jest zużywana na zasilanie głębszych horyzontów wodonośnych. Na osuszonych terenach w tworzeniu bilansu wód gruntowych następuje znaczne zwiększenie bocznego odpływu, który może dochodzić do 50% zasobów wodnych [4]. Wraz z obniżeniem zwierciadła wody zwiększa się zasilanie horyzontów wód naporowych, zmniejsza infiltracja i parowanie.

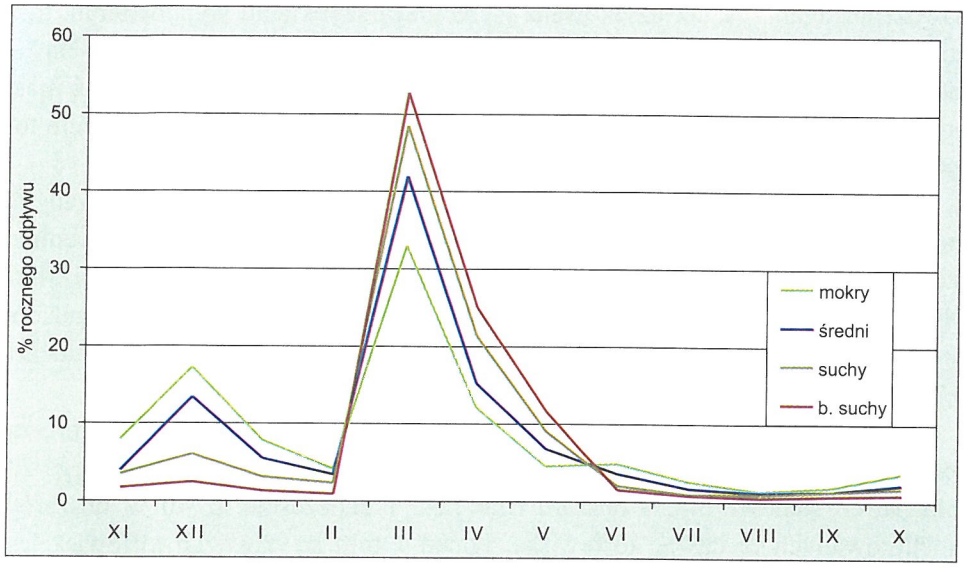
W ujęciu regionalnym, ilość odpływającej wody rzekami Polesia, zestawiona z bardzo różnych materiałów polskich, białoruskich i ukraińskich (Rys. 3), zmienia się od 140 mm w strefie północnej granicy regionu do 70 mm w części południowo wschodniej. Cechą regionu jest silne powiązanie płytkich wód podziemnych z powierzchniowymi oraz uzależnienie zasobów wodnych od zasilania atmosferycznego. W roku o średniej wilgotności, z poszczególnych części dorzecza Prypeci odpływa w okresie wiosny 60-70% wody, a w pozostałych sezonach (lato, jesień i zima) od 6 do 20% objętości wody (Rys. 4,5). Natomiast w roku o



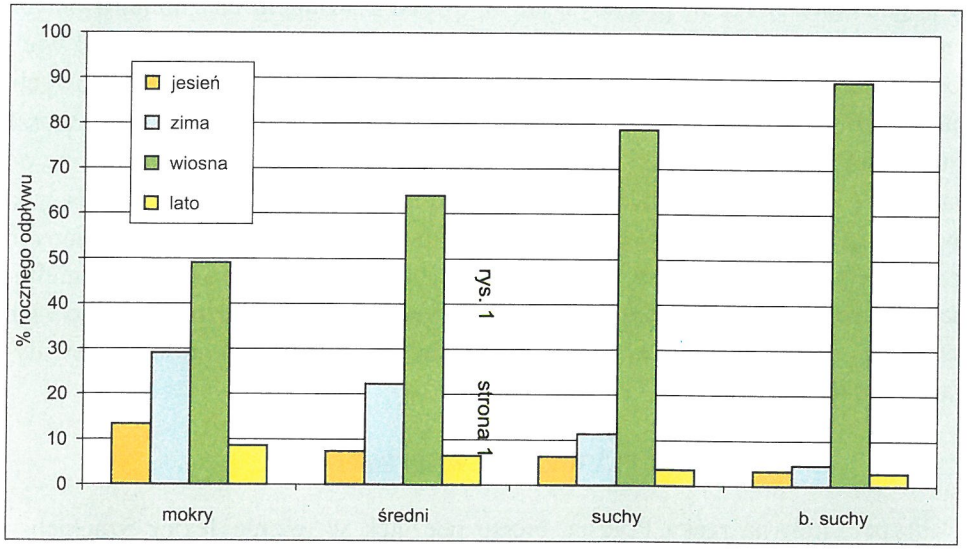
Rys. 3. Zróżnicowanie średniego rocznego odpływu na Polesiu
Fig. 3. Variability of mean annual runoff in the Polesie region

bardzo małej zasobności wodnej koncentracja spływu wody jest jeszcze większa, gdyż w okresie wiosny odpływa nawet 89% wody, a w pozostałych sezonach tylko po kilka procent rocznego odpływu [37]. W wielkościach średnich, zasilanie podziemne stanowi tylko 36%, a spływ powierzchniowy aż 64% rocznego odpływu.

Na terenach użytkowanych rolniczo, z uwagi na sezonową zmienność zasobów wodnych, istnieje konieczność przemiennego stosowania dwu zabiegów melioracyjnych: odwadniania w okresach nadmiaru wody oraz nawadniania przy jej niedoborach. Przy bardzo małych spadkach terenu Polesia utrudniony jest grawitacyjny rozrząd wody. W wielu przypadkach istnieje konieczność budowy przepompowni, a często wybieranym rozwiązaniem jest nawadnianie za pomocą deszczowni. Dla ochrony gleb bagiennych, konieczne jest nawadniania. Jego brak przyśpiesza przekształcanie gleb organicznych. Największe nasilenie procesów murszenia, mineralizacji i decesji złoża torfu zachodzi w sytuacji, gdy odwodnione obszary wykorzystywane są jako grunty orne. Na obszarach zmeliorowanych stanowią one ponad 20% całkowitej powierzchni [11]. Największe nasilenie procesów degradacji torfu stwierdza się na obszarach, gdzie założono, że celem gospodarki nie jest ochrona gleb, ale uzyskanie maksymalnie wysokich plonów, chociażby przez krótki okres czasu. Dla przyśpieszenia mineralizacji złoża torfu stosowano bardzo głęboką orkę i wymieszanie torfu z piaszczystym podglebiem. W tych warunkach w profilu uwalniały się duże ilości produktów mineralnych wykorzystywanych przez rośliny i nie trzeba było stosować dodatkowego



Rys. 4. Procentowy rozkład odpływu ze zlewni górnej Prypeci
Fig. 4. Percentage of runoff distribution in a hydrologic year in the Upper Prypeć catchment (wet, medium, dry, and very dry year)



Rys. 5. Odpływ sezonowy ze zlewni górnej Prypeci w latach o różnej wilgotności
Fig. 5. Seasonal runoff from the upper Prypeć catchment (wet, medium, dry, and very dry year)

nawożenia. Jednakże tak użytkowana gleba ulega szybkiemu wyjałowieniu, traci zdolność retencjonowania wody, a w warunkach niskiego uwilgotnienia bardzo łatwo ulega rozpyleniu. Jednym ze skutków stały się burze pyłowe. Ubytek masy organicznej na zmeliorowanych torfowiskach Białorusi szacuje się na 5-6 mln ton rocznie [3].

Taki sposób wykorzystania dawnych torfowisk był powszechnie stosowany na znacznej części Niziny Poleskiej. W 1945 r. w przysiółku Poleskij k. Łuninca (zachodnia część Niziny Poleskiej) zlokalizowano Poleską Stację Doświadczalno-Melioracyjną Akademii Nauk Rolniczych Białorusi. Badania tam prowadzone wykazały, że w okresie 1961-1995, nastąpił ubytek miąższości torfu w granicach 0,7-0,9 m.

Udokumentowane zasoby torfu na terenie Białorusi wynoszą 4,7 mld ton, zasoby prognozowane ocenia się na 5,06 mld ton. Obszar gleb torfowych sięga 2,9 mln ha, co stanowi 14,2% obszaru Białorusi. Jednocześnie aż 40 % obszarów zmeliorowanych to dawne torfowiska. Ponad 1 mln ha dawnych torfowisk jest użytkowanych rolniczo, a na powierzchni 200 tys. ha prowadzi się przemysłową eksploatację torfu na cele opałowe i dla przeróbki chemicznej [3].

Wpływ osuszających melioracji na zasoby wód podziemnych, bilans wodny i hydrogeologiczny reżim przejawia się w dwóch obszarach: na zmeliorowanych terenach i w strefie do nich przylegającej. Wpływ ten uzależniony jest od wielkości i sezonowego zróżnicowania opadów, dopływu bocznego wód gruntowych, intensywności parowania i transpiracji, odpływu wody rowami. W obszarze osuszonym tworzy się płaski lej depresyjny, którego rozmiary są uzależnione od warunków hydrogeologicznych, a także od wielkości obniżenia zwierciadła wód podziemnych. Liczne przykłady zmian reżimu i bilansów wód podziemnych przedstawione są w opracowaniach [4,15-17]. Przed podjęciem decyzji o melioracjach zawsze należy dokładnie przeanalizować składowe bilansu wodnego i ich sezonowe zróżnicowanie, a także warunki hydrogeologiczne rejonu przewidywanych prac.

ODPŁYW ZE ZLEWNI PRYPECI

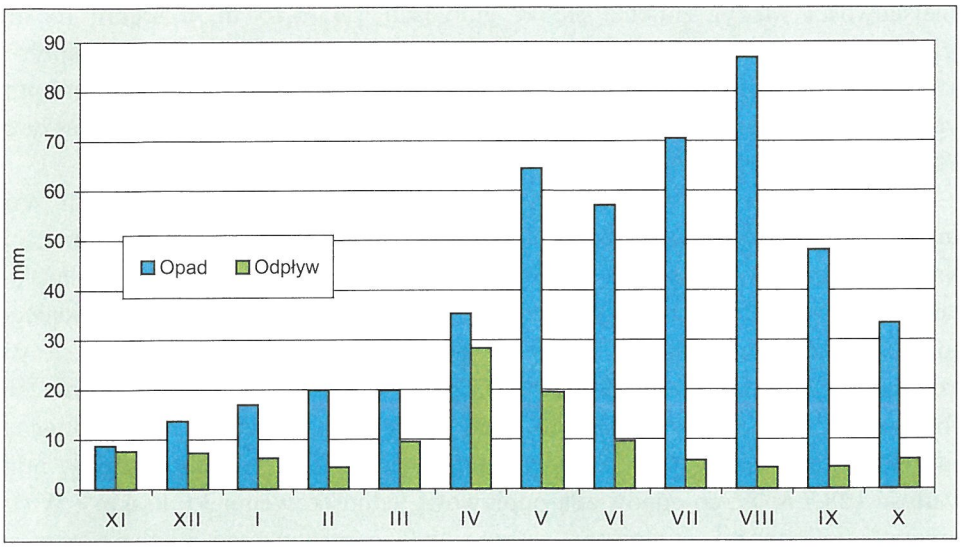
Prypeć, główna rzeka Polesia, bierze początek w rejonie Jezior Szackich – niedaleko od Bugu, a wpada do Dniepru w górnej części Zbiornika Kijowskiego. Jej szerokość w górnym biegu zmienia się od 15 do 50 m. (do ujścia Jasiołdy). W dalszym biegu szerokość rzeki zwiększa się do 150-800 m. W górnym biegu jej głębokość osiąga 1,5-3 m, a w dolnym 5-7,5 m. Amplituda wahań stanów wody w

miejscowości Mozyr zmienia się w granicach 1,45-6,15 m, a średni roczny przepływ osiąga 370 m^3/s (odpływ jednostkowy 3,8 l/s km^2). Wartość przepływu o 95% prawdopodobieństwie pojawiania się wynosi 200 m^3/s. Największymi prawobrzeżnymi dopływami Prypeci są: Turia, Stochot, Goryń, Stwiga, Ubor, Słoweczyna, Usz, natomiast z lewej strony uchodzą: Jasiołda, Bobryk, Cna, Słucz, Pticz.

Na podstawie dziewięcioletniej serii przepływów Prypeci w Mostach Wolańskich scharakteryzowane zostały w opracowaniu Ministerstwa Komunikacji warunki odpływu w okresie 1923-1932 [34]. Wodowskaz Mosty Wolańskie zamykał zlewnię Prypeci o powierzchni 35.763 km^2, a więc niemal połowę całego dorzecza. Amplituda stanów wody w tym okresie wynosiła 335 cm, a we wcześniejszych latach 1881-1910 aż 512 cm. Skrajne przepływy w całym okresie obserwacji zmieniały się od 13,6 m^3/s do 3.500 m^3/s. Wielkości te odpowiadają odpływom jednostkowym 0,38 l/s km^2 oraz 99,7 l/s km^2. Średni przepływ miał wartość 128,7 m^3/s, co odpowiada odpływowi jednostkowemu 3,6 l/s km^2. W sezonowej zmienności przepływu, zwraca uwagę stosunkowo nieduża różnica między przepływem półrocza zimowego 151,5 m^3/s (XI-IV) i letniego 112,7 m^3/s (V-X). Średni roczny wskaźnik odpływu miał wartość 112,8 mm, a wskaźnik opadu 545 mm, zatem średni współczynnik odpływu wynosił 20,8%. Autorzy opracowania podkreślają, że duża powierzchnia zlewni i wielkie możliwości retencjonowania wody powodują znaczne opóźnienie spływu wód opadowych. Średnie miesięczne wielkości wskaźników opadu i odpływu przedstawiono na rysunku 6.

Sezonowy rozkład opadu i odpływu był bardzo nierównomierny. Należy podkreślić zdecydowaną przewagę zasilania opadowego w miesiącach półrocza letniego nad zimowym, gdyż w półroczu chłodnym suma opadów wynosiła 114 mm, a w ciepłym aż 361 mm. Natomiast odpływ był bardziej wyrównany, gdyż w półroczu chłodnym wynosił 64,3 mm, a w ciepłym 49,5 mm. W miesiącach maj czerwiec i lipiec widoczny jest spadek wielkości odpływu, co wskazuje na wyczerpywanie się zasobów wodnych. Powolne zmniejszanie się wielkości przepływającej wody wskazuje na długotrwały spływ wody z obszarów podmokłych, retencjonujących wodę w okresie półrocza zimowego. Podobna sytuacja jest w okresie do listopada do lutego, czyli w miesiącach utrzymywania się retencji śnieżnej. Wykonanie zabiegów melioracyjnych doprowadziło do przyspieszenia spływu wód wiosennych, a w konsekwencji także do zmniejszania przepływów letnich.

Rytm odpływu ze zlewni Prypeci był dość prosty. Maksimum odpływu przypadało na kwiecień i było spowodowane spływem wód roztopowych. W następnych miesiącach, mimo dość wysokiego zasilania opadowego, wielkość odpływu zmniejszała się do najniższych rocznych wielkości przypadających na sierpień.



Rys. 6. Miesięczne wskaźniki opadu i odpływu ze zlewni Prypeci do Mostów Wolańskich w latach 1924–1931

Fig. 6. Monthly precipitation and runoff indexes from the Prypeć catchment to the Mosty Wolańskie in 1924–1931 (precipitation, runoff)

Nieco niższe parowanie we wrześniu, przy dość wysokim opadzie, zaznaczało się niewielkim wzrostem odpływu, którego drugorzędne maksimum przypadało na listopad. Ujemne temperatury powietrza oraz przemarznięcie gruntu zaznaczają się spadkiem wielkości odpływającej wody aż do lutego. W marcu następuje wzrost odpływu, a w kwietniu rejestrowane były jego maksymalne wartości.

Średni wieloletni przepływ Prypeci przy ujściu wynosi około 400 m^3/s, co odpowiada odpływowi jednostkowemu 3,7 l/s km^2. Skrajne wielkości przepływu zmieniają się w granicach od 58 do 5700 m^3/s [4].

POLESIE LUBELSKIE

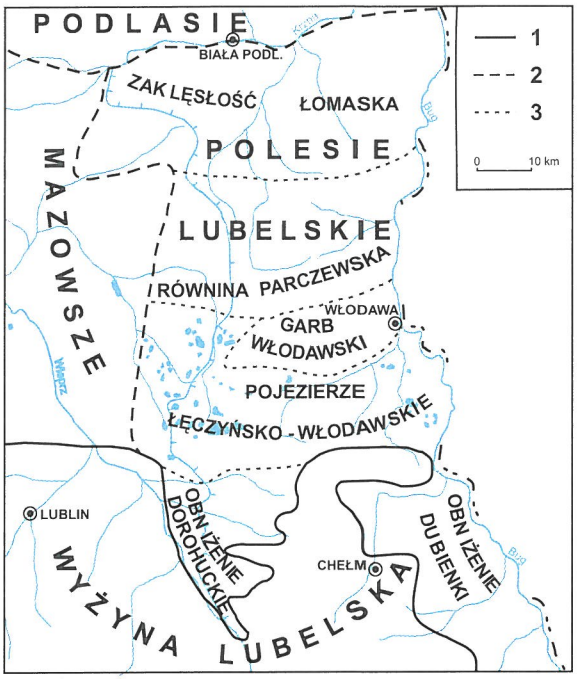
Polesie Lubelskie przylega od południa do granicy fizjograficznej I rzędu oddzielającej niż północnoeuropejski od strefy Wyżyn Europy Środkowej. Granica północna poprowadzona została doliną Krzny, rzeki uchodzącej do Bugu. W jego zachodniej części, obejmującej część doliny Tyśmienicy, granica biegnie między Europą Wschodnią i Zachodnią. Wszystkie granice, mimo wysokiej ich rangi, na obszarze międzyrzecza Wisły i Bugu mają charakter strefowy, a ich przebiegi w podziałach fizjograficznych nie pokrywają się. Na Polesiu Lubelskim Chałubińska

i Wilgat [5] wyróżniają subregiony: Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, Obniżenie Dubienki, Garb Włodawski, Równinę Parczewską i Zaklęsłość Łomaską (Rys.7). Cały obszar Polesia Lubelskiego odznacza się niewielką odpornością środowiska geograficznego oraz cechuje się, szczególnie jego środkowa i południowa część, unikatowymi w skali europejskiej walorami środowiska przyrodniczego.

Polesie Lubelskie charakteryzuje gęsta sieć wód powierzchniowych: rzek, jezior, bagien i różnorodnych mokradeł, które sprawiają wrażenie bogactwa wodnego regionu. Te cechy nie wynikają z obfitego zasilania, ale są efektem płytkiego występowania warstw nieprzepuszczalnych utrudniających krążenie wody oraz są efektem słabego rozcięcia terenu wpływającego na utrzymywanie się małych gradientów hydraulicznych. Jednocześnie należy podkreślić, że wielka równinność terenu decyduje o naturalnym bardzo powolnym tempie obiegu wody.

O wielkości zasobów wodnych Polesia decydują głównie skały wieku kredowego, które są wykształcone jako margle i kreda pisząca. Strop tych utworów węglanowych obniża się generalnie ku północy. Ma to istotne znaczenie dla stosunków wodnych obszaru Polesia. Na pograniczu Wyżyny Lubelskiej i Polesia osady kredowe wyniesione są do 170-190 m, a w strefie Polesia i Podlasia 70-100 m. Na północ od Sosnowicy i Włodawy (Rys. 7) zalegają na kredzie zwartą pokrywą osady trzeciorzędowe, o miąższości od kilku do 50 m, wykształcone jako średnio i drobnoziarniste piaski oligoceńskie oraz różnoziarniste piaski mioceńskie. Ich grubość zwiększa się ku północy, co jest związane z rzeźbą powierzchni kredowego podłoża. Skały kredy i trzeciorzędu przykryte są zróżnicowanym litologicznie płaszczem utworów czwartorzędowych, który maskuje silnie hipsometrycznie urozmaiconą rzeźbę podłoża. Jej deniwelacje osiągają od kilku do 60 m, a w strefach kopalnych rynien erozyjnych przekraczają 80 m. Lokalnie, głównie w części południowej, w obszarach łagodnych wzniesień kredowe podłoże skalne ukazuje się niemal na powierzchni terenu. Płytkie występowanie skał kredowych podkreślają liczne formy krasowe pojawiające się na garbach zbudowanych ze skał kredowych [41]. W części stropowej skały górnokredowe są potrzaskane gęstą siecią spękań wietrzeniowych, zaś głębiej występują spękania ciosowe, łatwo przewodzące wodę. Strefa swobodnej wymiany wody obejmuje zatem utwory czwartorzędowe oraz górną partię skał kredowych.

Profil osadów czwartorzędowych zwykle rozpoczyna seria osadów gliniastych najstarszego zlodowacenia, na której zalegają piaski i gliny kolejnych okresów interglacjalnych i glacjalnych. Strop serii czwartorzędu tworzą utwory rzeczno-rozlewiskowe i jezierne zlodowacenia północnopolskiego oraz holoceńskie namuły mineralno-organiczne i torfy [10]. Natomiast w obrębie Garbu Włodawskiego i na



Rys. 7. Podział fizjograficzny Polesia Lubelskiego [5]
Fig. 7. A physiographical division of the Lublin Polesie

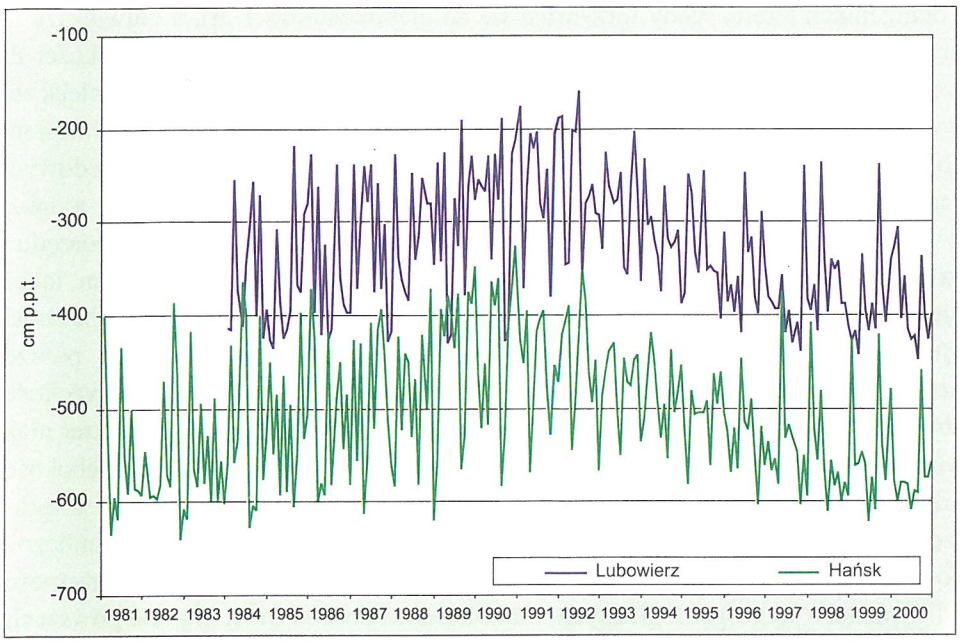
Łuku Uhruskim przeważają osady glacjalne wykształcone jako gliny, gliny ze żwirami oraz iły i piaski. Występowanie licznych przewarstwień słabo przewodzących wodę rozbija serię osadów czwartorzędowych na kilka warstw wodonośnych oraz decyduje o zróżnicowanych kontaktach hydraulicznych między zawodnionymi skałami górnej kredy, trzeciorzędu i czwartorzędu. Ponadto należy podkreślić, że płytkie występowanie utworów o słabej przepuszczalności utrudnia przesączanie wody do podziemia, natomiast sprzyja gromadzeniu się jej w obniżeniach terenu i jej odpływowi w okresach wysokiego zasilania opadowego lub roztopowego.

Wody podziemne pierwszego poziomu, z wyjątkiem obszarów garbów kredowych, występują w utworach czwartorzędu. Charakteryzują się one płytkim występowaniem, niewielką zasobnością i swobodnym zwierciadłem wody. Na całym obszarze występuje w utworach czwartorzędowych jedno swobodne zwierciadło wody podziemnej. Jego głębokość, w zależności od konfiguracji terenu, zmienia się od zera do około 8-10 m. Najmniejsze miąższości strefy aeracji stwierdzane są w obrębie rozległej niższej równiny akumulacyjnej (w dnach dolin

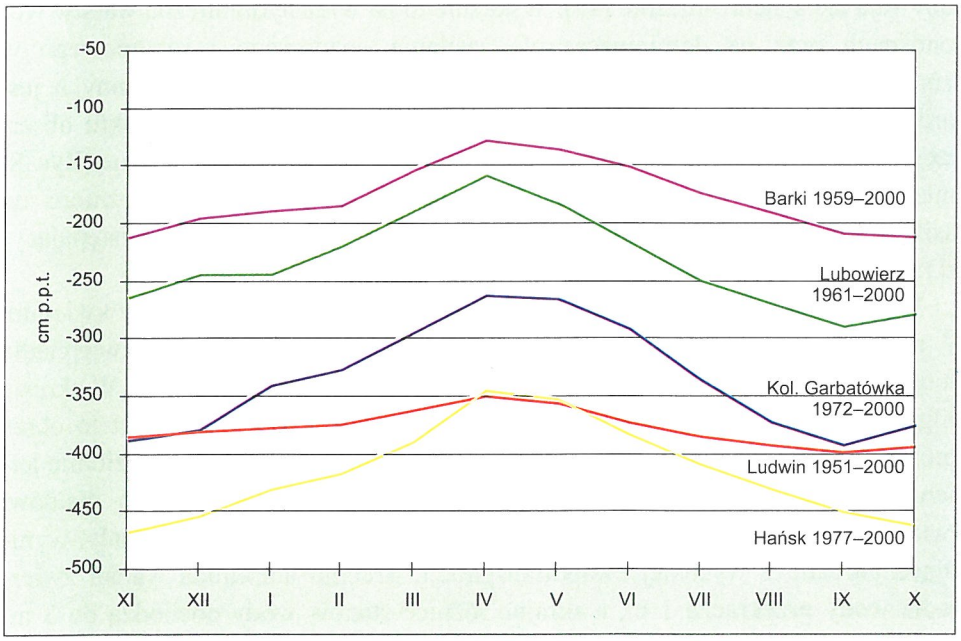
i obniżeniach terenu wody utrzymują się na głębokości do 1 m), a największe na obszarze równin denudacyjnych i guzów kredowych, na których głębokości do wody podziemnej są większe, tylko wyjątkowo przekraczają 6 m. W miejscach wychodni skał podłoża zwierciadło wody piętra kredowego występuje płytko i ma charakter swobodny. Głębiej występujące wody krążące w skałach kredowych cechują się większą zasobnością, mają naporowe zwierciadło wody, a także wykazują dobre i stabilne cechy fizykochemiczne. Pod osadami trzeciorzędu i czwartorzędu wody piętra kredowego nawiercane są na głębokości 10-50 m, lokalnie nawet 80 m, a stabilizują się zwykle na głębokości kilku metrów. W obszarach międzydolinnych zwierciadło piętra kredowego stabilizuje się nieco poniżej czwartorzędowego zwierciadła wody, a w obniżeniach i w dolinach na wysokości zbliżonej lub powyżej pierwszego zwierciadła. Również naporowy charakter mają wody piętra trzeciorzędowego, których zwierciadło stabilizuje się na głębokości kilku metrów. Należy podkreślić, że wody podziemne kredowego, trzeciorzędowego, a także i czwartorzędowego piętra wodonośnego są hydraulicznie powiązane. Wydajności możliwe do uzyskania ze studni wynoszą, w zależności od warunków hydrogeologicznych, od kilkunastu do 100 m^3/h. Są one powszechnie wykorzystywane do zorganizowanego zaopatrzenia w wodę.

Wahania zwierciadła wody podziemnej różnych poziomów, mimo zróżnicowania litologicznego warstw wodonośnych i zmiennej miąższości strefy aeracji, odbywają się synchro-nicznie [43]. Wskazuje to na więź hydrauliczną warstw wodonośnych oraz na dominującą rolę zasilania opadowego i roztopowego w uzupełnianiu zasobów wody. Amplituda wahań stanów wód podziemnych jest bardzo zróżnicowana i nawiązuje do położenia morfologicznego punktu obserwacyjnego. W okresie wieloletnim zauważa się wyraźną sezonową i roczną (Rys. 8) zmienność stanów wody, a zasobność wodna terenu jest silnie uzależniona od zasilania atmosferycznego. Pojawiają się kilkuletnie cykle z wodami występującymi na mniejszej lub większej głębokości.

W ujęciu sezonowym, maksymalne stany wód wypadają zwykle w kwietniu. W następnych miesiącach stwierdza się systematyczne obniżenia zwierciadła wody do minimalnych stanów notowanych na początku jesieni (Rys. 9). W okresie wilgotnej jesieni i zimy położenie zwierciadła wody podnosi się. Jest to okres naturalnego uzupełniania wód w całym regionie, silnie decydujący o poziomie letnich zasobów wodnych. W miesiącach letnich, mimo najwyższych opadów, stwierdzane są w regionie Polesia Lubelskiego strukturalne deficyty wody, wynikające głównie z wysokiej ewapotranspiracji. Średnia amplituda wahań zwierciadła wody przekracza 1 m, a skrajne różnice stanów wody dochodzą do 3 m.



Rys. 8. Miesięczne stany zwierciadła wód podziemnych w wybranych stacjach IMiGW
Fig. 8. Monthly groundwater table levels in selected IMiGW stations



Rys. 9. Średnie miesięczne stany wody podziemnej w stacjach IMiGW
Fig. 9. Seasonal changes of groundwater depth occurrence in selected IMiGW stations

Amplitudy te rosną wraz ze zwiększonym oddziaływaniem antropopresji. W ujęciu generalnym, okres wiosenny jest zwykle zasobny w wodę, a jesień i koniec lata zaznacza się deficytami wody.

Obserwacje stanów wody w piezometrach, dokumentujących zmiany ciśnienia drugiej warstwy wody, wykazują niezwykle małą amplitudę wahań zwierciadła wody. Głębsze wody naporowe decydowały – przed wykopaniem rowów odwadniających – o wielkiej stabilizacji zwierciadła wód w terenach niżej położonych. Obserwacje te, a również lokalne utrzymywa-nie się stanów wody poziomu naporowego powyżej powierzchni terenu, wskazują na znaczącą rolę wód głębszych poziomów w stabilizowaniu zwierciadła wody pierwszej warstwy wodonośnej [27]. Po pogłębieniu sieci odwadniającej i wykonaniu głębokich rowów znacznie redukowane jest ciśnienie wód naporowych. Zatem eliminowane jest stabilizujące działanie wód naporowych, co prowadzi do zwiększenia amplitudy wahań zwierciadła wód podziemnych pierwszego poziomu i jego okresowego przesuszania.

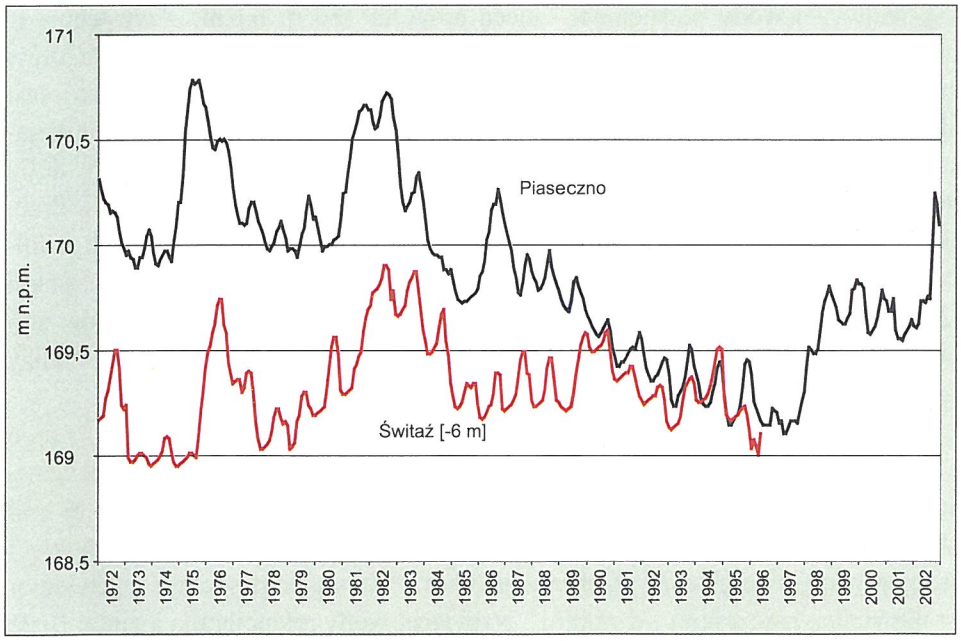
Mimo małego zróżnicowania wysokości położenia pierwszego zwierciadła wody, stwierdza się współkształtne z powierzchnią terenu zwierciadło wody, które jest generalnie nachylone w kierunku północno-zachodnim i północno-wschodnim [43]. Najwyżej wody podziemne – nieco powyżej 180 m n.p.m. – występują w obrębie Garbu Włodawskiego oraz w strefie północnej krawędzi Pagórów Chełmskich. Nachylenie zwierciadła wody podziemnej pierwszego poziomu jest znikomo małe, a jego ukształtowanie nawiązuje do rzeźby powierzchni topograficznej. Spadki zwierciadła wód podziemnych wzrastają w strefach dolin rzecznych, szczególnie szybko w północno-zachodniej i wschodniej części. Przebieg hydroizohips jednoznacznie wskazuje na drenującą rolę środkowych i dolnych biegów rzek oraz ich dolin wypełnionych przepuszczalnymi osadami [43,44]. Drenaż wód podziemnych zwiększył się po wykonaniu sieci rowów melioracyjnych. Odnawialność wód podziemnych oceniana na podstawie analizy warunków filtracji i wielkości odpływu podziemnego i wynosi 1,7 l/s km^2.

Na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim istnieje obecnie 67 jezior [44], z tego 61 to jeziora naturalne, a 6 zamieniono na zbiorniki retencyjne. W zdecydowanej większości są to zbiorniki małe (największy ma 284 ha) o słabo rozwiniętej linii brzegowej. Głębokości jezior są zróżnicowane; jednakże przeważają płytkie i bardzo płytkie, a najgłębsze przekraczają 30 m. Pojemność poszczególnych jezior jest niewielka, najczęściej 1-2 mln m^3. Najwięcej wody retencjonują jeziora: Białe k. Włodawy – 15,0 mln m^3, Piaseczno 10,7 mln m^3 oraz Uściwierz 9,2 mln m^3. Objętość wody zmagazynowanej we wszystkich jeziorach naturalnych i zamienionych

na zbiorniki retencyjne wynosi tylko 107 mln m^3. Większość jezior intensywnie zarasta, a liczne zagłębienia obecnie wypełnione torfem i gytią wskazują na zaawansowany proces zaniku jezior. Reprezentują one różne typy troficzne, termiczne i hydrochemiczne oraz cechują się powolną wymianą wody.

Jeziorem o najdłuższej serii obserwacji wodowskazowych jest Piaseczno Stany wody w jeziorze Piaseczno w latach 1972-1981 naśladowały z pewnym opóźnieniem reakcję płytkich wód podziemnych na zasilanie atmosferyczne. Po okresowym maksimum stanów przypadającym na lata 1981-1982 zwierciadło wody generalnie obniżało się do letnich miesięcy 1997 roku (Rys. 10). W końcowym okresie obserwacji stany wody podniosły się, szczególnie szybko w lipcu 1997 i w marcu 2002 roku. Rytm wahań stanów wody w jeziorze Piaseczno jest bardzo zbliżony do rytmu zmian wody jeziora Świtaź [2]. Jezioro to ma zwierciadło wody o 6 metrów niżej niż Piaseczno.

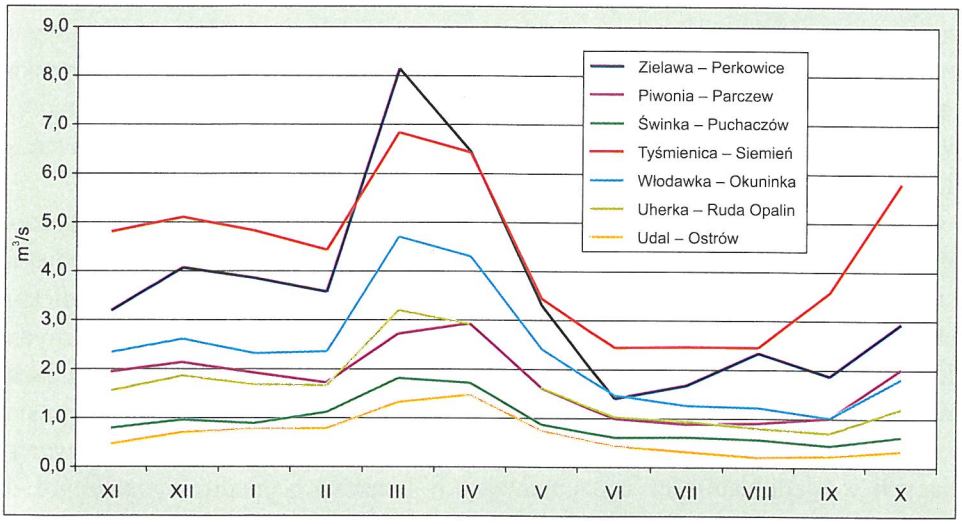
Mała ilość odpływającej wody nie sprzyja tworzeniu się naturalnej, dobrze wykształconej sieci odpływu. W efekcie niskiego zasilania atmosferycznego i dużej płaskości terenu obszar Polesia cechuje małe tempo obiegu wody. Znaczne tereny, pierwotnie podmokłe, długo nie były włączone do sieci odpływu. Po



Rys. 10. Miesięczne stany wodny w jeziorach Piaseczno i Świtaź
Fig. 10. Monthly water levels in Piaseczno and Świtaź lakes

przeprowadzeniu melioracji strugi wodne zostały na znacznych odcinkach uregulowane, pozostając w różnym stanie utrzymania. Naturalna sieć odpływu została mocno wzbogacona różnej rangi rowami, odprowadzającymi wody z terenów podmokłych, często pierwotnie bezodpływowych. Prowadzą one wodę najczęściej tylko w okresach wilgotnych, a przez pozostałą część roku są suche.

Rzeki poleskie płyną w słabo wykształconych dolinach i prowadzą mało wody. Największa Zielawa wlewa do Krzny ponad 5 m^3/s wody (Rys. 11). Z pozostałych rzek, Tyśmienica w Siemieniu, już po przyjęciu wód Piwonii prowadzi nieco poniżej 4 m^3/s, a Włodawka przy ujściu około 2,3 m^3/s. Średnie przepływy pozostałych rzek nie osiągają 2 m^3/s. Również odpływy jednostkowe są nieduże, gdyż średnie wielkości zmieniają się od poniżej 3,0 l/s km^2 do około 4,0 l/s km^2. W okresach niżówkowych spada poniżej 1,0 l/s km^2, a w czasie długotrwałych susz nawet poniżej 0,5 l/s km^2.



Rys. 11. Średnie miesięczne przepływy rzek Polesia Lubelskiego
Fig. 11. Monthly discharge of the rivers in the Lublin Polesie

Rytm odpływu jest typowy dla rzek o zasilaniu deszczowo-śnieżnym. Po silnie zaznaczonym maksimum odpływu w marcu, minimum występuje w miesiącach letnich, lub na początku jesieni [26]. Jest to konsekwencja szybkiego wyczerpywania się zasobów podziemnych. Podobny rytm zmian wykazują przepływy minimalne (Rys. 11). Działania renaturyzacyjne powinny zmierzać do pewnego zmniejszenia przepływów wiosennych i zwiększenia letnich. W okresie wiosny

(III-V) odpływa 41% wody, znacznie mniej latem (VI-VIII) – 18% i jeszcze mniej jesienią (IX-XI) – 16%.

Z uwagi na niewielkie możliwości retencjonowania wody w podziemiu, wynikające z płytkiego występowania warstw nieprzepuszczalnych, rejestruje się stosunkowo szybkie uzupełnianie zasobów podziemnych i powierzchniowych. Zasilanie atmosferyczne bezpośrednio decyduje o rytmie wahań zwierciadła wody podziemnej, odpływie i zmianach stanów wody w jeziorach. Potwierdza to zdecydowaną rolę opadów w uzupełnianiu zasobów podziemnych i powierzchniowych. Każdego roku obserwowano podnoszenie się stanów wody od okresu jesieni do wiosny oraz ich spadek w okresie półrocza letniego. W okresie wiosny jeziora były zasilane wodami podziemnymi. W miesiącach letnich zwierciadło wody podziemnej występowało niżej niż zwierciadło wody w jeziorach. Z obliczeń bilansowych wykonanych dla obszaru Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego przez Michalczyka [44] wynika, że ponad 80% wody opadowej wraca z powrotem do atmosfery. Odpływająca reszta składa się niemal po równo ze spływu powierzchniowego (48%) i odpływu podziemnego (52%). Ta równowaga wynika z płaskości terenu, utrudniającej odpływ wody oraz ograniczonej chłonności podłoża, które nie może zmagazynować dużej ilości wody w okresie jej nadmiarów, zwłaszcza wiosennych.

Zasoby wodne, oprócz warunków terenowych, uzależnione są przede wszystkim od zasilania atmosferycznego, a ilość wsiąkającej wody również od przebiegu procesu ewapotranspiracji. Średnia suma opadów atmosferycznych na Polesiu Lubelskim wynosi około 550 mm, z tym że w części zachodniej (zlewnie górnych odcinków Piwonii i Tyśmienicy) wielkość zasilania utrzymuje się w granicach 520-555 mm, a w części wschodniej 540-570 mm. W roku normalnym notuje się w deszczomierzach około 550 mm opadu. Po zastosowaniu poprawek wynikających z niedokładności instrumentalnych pomiarów opadu (zwiększenie o 20%) otrzymamy średnią wielkość zasilania jako 660 mm.

Przeważająca część opadu wraca do atmosfery w procesie ewapotranspiracji, której wielkość można szacować przynajmniej na 580 mm/rok. W okresie wegetacyjnym miesięczne sumy opadu są niższe od ewapotranspiracji, zatem w półroczu letnim bilans wodny jest ujemny [44]. Nadwyżki wody decydujące o wsiąkaniu i o zasilaniu zasobów podziemnych oraz o spływie powierzchniowym są stwierdzane w półroczu chłodnym. Wielkość strat obliczona jako różnica zarejestrowanych sum opadów i odpływu wynosi 446 mm [26]. Jest to wartość zbyt mała, gdyż na znacznej części obszaru prawie przez cały rok są warunki zbliżone do niemal potencjalnego parowania.

W roku o średniej wilgotności odpływa z obszaru Polesia 104 mm wody, co odpowiada odpływowi jednostkowemu 3,3 l/s km^2. W zlewniach Udalu, górnej Tyśmienicy i Zielawy oraz dolnej Uherki wskaźnik odpływu nie osiąga 100 mm, a w dorzeczu Piwonii przekracza 140 mm [26]. W odpływie rzecznym nieznacznie przeważa zasilanie podziemne (55 mm) nad spływem powierzchniowym (49 mm). W półroczu zimowym odpływa 64%, a w letnim tylko 36% rocznej objętości odpływu. Średni z wielolecia współczynnik odpływu ma wielkość 18,8%.

Z przedstawionych wartości składowych obiegu wody wynika, że przychodowa część bilansu wodnego (opad skorygowany Ps) jest mniejsza od strony rozchodowej (odpływ H + ewapotranspiracja E) aż o 24 mm. Deficyt wody (D) jest uzupełniany jej dopływem pochodzącym z naporowych poziomów wodonośnych. Po wybudowaniu kanału Wieprz-Krzna niedobór wody obszaru Polesia jest w części pokrywany przez wody pobierane z Wieprza.

$$Ps + D = H + E$$

$$660 + 24 = 104 + 580 \text{ (mm)}$$

Podane liczby dowodzą, mimo ich przybliżonej wartości, że zasobność wodna pierwszego poziomu jest kształtowana zarówno przez opady atmosferyczne, jak również przez dopływ wody z głębszych warstw czwartorzędu, trzeciorzędu, a przede wszystkim z kredy. Rola zasilania wgłębnego jest w tym obszarze wyraźniej dostrzegana w ciepłych okresach bezopadowych, które decyduje o utrzymywaniu się stale podmokłych obszarów. Niekorzystnie na zasilanie wodami naporowymi oddziałuje eksploatacja zasobów podziemnych oraz kopanie głębokich rowów prowadzące do zmniejszenia ciśnienia piezometrycznego wód wgłębnych.

W dawnych latach, przy dużym zasilaniu wodami wgłębnymi, na zajętym przez lasy obszarze Polesia występowały liczne bagna, mokradła i torfowiska. Kraina ta praktycznie była niedostępna dla człowieka. Próby zagospodarowania terenu postępowały wraz z wycinaniem lasu i z osuszaniem błot Polesia. W drugiej połowie XIX wieku w wyniku przekopania rowu spuszczone zostało jezioro Lejno. Nie ma informacji o ilości przekopanych rowów, osuszonych torfowisk i zagłębień bezodpływowych stale lub okresowo podmokłych. Większe skupiska ludności powstawały na peryferiach terenu, na pograniczu z Wyżyną Lubelską, Mazowszem i Polesiem oraz nad rzeką Bug, która odgrywała ważną rolę komunikacyjną w łączności Polesia z innymi regionami. Mimo punktowych przekształceń środowisko Polesia do połowy XX wieku pozbawione było poważnych form degradacji. Był to region słabo zaludniony o tradycyjnej rolniczo-hodowlanej gospodarce powodującej niewielkie przekształcenia środowiska.

Radykalne zmiany stosunków wodnych następowały wraz z realizacją dużych inwestycji – kanał Wieprz-Krzna, cementowni w Chełmie oraz budowy kopalni węgla Kamiennego w Bogdance. Sześć jezior Pojezierza zostało ogroblowanych i zamieniono je na zbiorniki retencyjne. Doprowadzane do nich wody z kanału Wieprz-Krzna powodują zmianę jakości wód jeziernych i w efekcie przyczyniają się do przyspieszenia procesu zaniku jezior. Z użytkowania melioracyjnego powinny być wyłączone pozostałe jeziora oraz tereny do nich przyległe. Natomiast woda z kanału powinna być doprowadzana na obszary najsilniej zmeliorowane znajdujące się w północnej i środkowej części Polesia Lubelskiego. Industrializacja, intensyfikacja rolnictwa oraz udostępnienie terenu przez budowę sieci dróg zaowocowały silną antropopresją na najcenniejsze tereny Polesia, którymi są jeziora i obszary leśne. Napływ tysięcy turystów i rekreacjuszy przejawia się w bezładnej zabudowie atrakcyjnych terenów oraz w dużym ich zanieczyszczeniu odpadami stałymi i ściekami. Pojemność rekreacyjna Pojezierza została już przekroczona.

Zaopatrzenie w wodę gospodarki komunalnej, przemysłu i gospodarstw wiejskich oparte jest wyłącznie na wodach podziemnych. Rozmieszczenie ujęć wody i wielkość jej poboru jest nierównomierna. Intensywna eksploatacja wód podziemnych doprowadziła do wytworzenia się lejów depresyjnych, a największy obszar obniżonego zwierciadła wody użytkowego poziomu jest w okolicy Chełma. W sąsiedztwie kopalni węgla kamiennego w Bogdance występuje na znacznym obszarze duże obniżenie ciśnienia piezometrycznego wód poziomu jurajskiego i karbońskiego, które nastąpiło w wyniku odwodnienia nadkładu węgla.

Istotnym zagrożeniem dla środowiska przyrodniczego Pojezierza i Polesia jest eksploatacja węgla w Kopalni Bogdanka. W konsekwencji robót górniczych w kopalni (eksploatacja złóż węgla "na zawał") następuje osiadanie terenu. Lokalne deformacje powierzchni terenu w nieckach osiadań koło Bogdanki i Nadrybia przekraczają już 2,0 m. Osiadanie terenu powoduje zmianę warunków występowania i krążenia wód, głównie pierwszego poziomu, jednakże niewykluczone są powolne zmiany wód wgłębnych. Inne zagrożenia hydrosfery wynikają z penetracji wód opadowych przez hałdę karbońskich skał płonnych. Skały te są również rozwożone po okolicy, zasypywane są nimi nierówności terenu, zagłębienia bezodpływowe i potorfia.

Eksploatacja wód podziemnych oraz odwodnienie terenu rowami melioracyjnymi i pogłębienie koryt rzecznych doprowadziło do obniżenia zwierciadła wody. Jego wielkość na terenach zmeliorowanych można oceniać na kilka decymetrów. Większe obniżenie zwierciadła wody nastąpiło w pobliżu głębokich rowów

drenujących i w sąsiedztwie ujęć wody. Ocena wielkości i zasięgu obniżenia nie jest możliwa, głównie z uwagi na okresowe zmiany zasilania zacierającego jednokierunkowe przekształcenia stosunków wodnych. Trzeba podkreślić, że pozornie niewielkie obniżenie zwierciadła wody, przy jego bardzo płytkim występowaniu, powoduje trwałe zmiany w użytkowaniu terenu, a tym samym krajobrazu Polesia.

Wody podziemne odznaczają się wysoką jakością, stopień ich izolacji jest bardzo słaby, zatem obszar ten powinien być chroniony przed zanieczyszczeniem, które powodują: stacje paliw, nieszczelne szamba, składowiska odpadów komunalnych i przemysłowych, fermy hodowlane, chemizacja rolnictwa oraz zrzuty ścieków. Zagrożenie jakości wód powierzchniowych jest również duże, a największe rzeki Polesia prowadzą wody stale lub okresowo silnie zanieczyszczone. Szczególną ochroną należy objąć doliny rzeczne. Trzeba dążyć do odtworzenia naturalnej sieci rzecznej przez likwidację w obszarach cennych przyrodniczo nadmiernej ilości rowów melioracyjnych oraz wzmocnić starania o zachowanie w zlewniach naturalnej tkanki wód powierzchniowych - jezior, stawów, torfowisk, bagien i mokradeł.

O atrakcyjności przyrodniczej Polesia decydują stosunki wodne. Na szczególne podkreślenie zasługuje silne powiązanie wód podziemnych z powierzchniowymi oraz uzależnienie zasobów wodnych od zasilania atmosferycznego. Naturalna wymiana wody na obszarze Polesia jest powolna. Zabiegi melioracyjne znacznie przyspieszyły obieg wody, zmniejszyły się obszary torfowisk i stałych podmokłości. Konieczne są działania na rzecz zwiększenia retencji własnych zlewni. Eksploatacja wody i przetwarzanie surowców, intensyfikacja rolnictwa, podnoszenie standardu życia ludności zwiększa presję na środowisko. Dokumentowane są powolne lokalne zmiany jakości wody oraz pojawiają się nowe ogniska zanieczyszczeń. Konieczne są więc zdecydowane przeciwdziałania antropopresji oraz podejmowanie prób zatrzymania wody w zlewniach. W działalności gospodarczej należy preferować rolnictwo ekologiczne, a najsłabsze tereny przeznaczyć pod zalesienia.

PODSUMOWANIE

Naturalna wymiana wody na obszarze Polesia jest powolna. Natomiast intensywne zabiegi melioracyjne (osuszające), regulacja koryt rzecznych oraz zwiększenie wydobycia wody, znacznie przyspieszyły jej obieg. Doprowadziło to do obniżenia zwierciadła wody podziemnej, koncentracji spływu w okresie wiosennym,

pogłębienia letnich deficytów wody, a w konsekwencji do zmniejszenia obszarów torfowisk i podmokłości oraz pogorszenia jakości wody. Konieczne są więc zdecydowane działania w celu spowolnienia odpływu i zwiększenia retencji, zabezpieczenia w wodę terenów zmeliorowanych, ochrony ilości i jakości wody oraz przeciwdziałania degradacji środowiska.

PIŚMIENNICTWO

1. **Bartoszewski S., Michalczyk Z.:** Dynamika wód Poleskiego Parku Narodowego. W: Funkcjonowanie ekosystemów wodno-błotnych w obszarach chronionych Polesia. UMCS Lublin, 17-22, 1996.
2. **Bachmaczuk I.J.:** Ekołogija, wodne gospodarstwo ta problemi wodnich recursiw u Wolinskij obłasti. W: Ekołogija, wodne gospodarstwo ta problemi wodnich recursiw zachidnogo regiony Ukraini. Łuck, 17-26, 1997.
3. **Bielkowskij W.I., Goroszko B.M.:** Plodorodje i ispolzowanje torfianych poczw. Uradzaj, Minsk, 293 ss, 1991.
4. **But I.S., Hasiedkin I.I.:** Formirowanije bałansa gruntowych wod Polesja. Akademia Nauk Ukrainskoj SSR. Kijew, 167 ss, 1981.
5. **Chałubińska A., Wilgat T.:** Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przewodnik V Ogólnop. Zjazdu PTG, Lublin, 3-44, 1954.
6. **Chlebowski B., Walewski W., (red).** Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego i innych Krajów Słowiańskich. VIII, Nakł. W. Walewskiego, Warszawa, 960 ss, 1887.
7. **Chomicz J.:** Opady rzeczywiste w Polsce. Przegl. Geofiz. XXI, 2, 19-25, 1976.
8. **Demjanczik W.T., Michalczuk N.W., Samusiewicz W. P.:** Priroda Brestcziny na rubieżach stoletij. Ind. S.B. Ławrow, Brest, 128 ss, 2001.
9. **Harasimiuk M., Michalczyk Z., Turczyński M.(red):** Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. Monografia przyrodnicza. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Lublin, 176 ss, 1998.
10. **Henkiel A.:** Regionalne zróżnicowanie facjalne czwartorzędu. W: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UMCS, Lublin, 92-107, 1983.
11. **Hess M., Rychłowski B.:** Związek Socjalistycznych Republik Radzieckich. W: Geografia Powszechna, IV, PWN Warszawa, 9-104.
12. **Lencewicz S.:** Polska W: Wielka Geografia Powszechna. Trzaska, Ewert, Michalski S.A., Warszawa, 446 ss, 1937.
13. **Kalesnik S.W. (red.).** Biełorusija. Moskwa, 308 ss, 1967.
14. **Kondracki J.:** Fizycznogeograficzna regionalizacja Europy Wschodniej w układzie dziesiętnym. Przegl. Geogr. T. LXVII, z.3-4, 349-354, 1995.
15. **Kozłow M.F.:** Gidrogeołogija Pripiatskogo Polesja. T. I, Izd. Nauka i technika, Minsk, 149 ss, 1976.
16. **Kozłow M.F.:** Gidrogeołogija Pripiatskogo Polesja. T. II, Izd. Nauka i technika. Minsk, 270 ss, 1977.
17. **Kudielskij A.W. Greczko A.M. Kriwieckaja T.D., Paszkiewicz W.I.:** Gidro-geologiczeskaja ekspertiza szirokomasztnych osuszitielnych melioracij Beloruskogo Polesja. Hauka i technika. Minsk, 110 ss, 1993.
18. **Łoginow W.F.:** Klimat Biełarusi. Akademia Nauk Biełarusi. Minsk, 234 ss, 1996.
19. **Łoginow W. F. [red]:** Prirodnaja sreda Biełarusi. Nac. Akademia Nauk Biełarusi. Minsk, 422 ss, 2002.
20. **Marinicz A.M.:** Geomorfołogija jużnogo Polesja. Izd. Kijewskowo Uniwiersitieta, 240 ss, 1963.

21. **Michalczyk Z.:** Hydrologiczne konsekwencje antropopresji w obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Problemy gospodarki wodnej makroregionu środkowo-wschodniego i ochrony Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Wyd. NOT Lublin, 165-179, 1985.
22. **Michalczyk Z.:** Warunki obiegu i zagrożenia wód Polesia Lubelskiego. W: Edukacja ekologiczna i ochrona środowiska na pograniczach. Kraj. Centr. Eduk. Ekolog. NFOŚ, TWWP Lublin, 58-61, 1993.
23. **Michalczyk Z.:** Wody podziemne i ich wykorzystanie. W: Środowisko przyrodnicze w strefie oddziaływania kanału Wieprz-Krzna. Akademia Rolnicza, TWWP Lublin, 29-42, 1994.
24. **Michalczik Z.:** Problema wostanowlenija (renaturalizacji) wodnych ekosistem Lenczincko-Włodawskowo Poozerija. Prikładnaja limnologija. Wyp. 2. Minsk, 57-61, 2000.
25. **Michalczyk Z., Turczyński M.:** Lake-levels and solar activity. Limnological Review. 1/2001, 207-212,. Toruń, 2001.
26. **Michalczyk Z., Wilgat T.:** Stosunki wodne Lubelszczyzny. Wyd. UMCS Lublin., 167 ss, 1998.
27. **Michalczyk Z., Zarębski K.:** Wymiana wód podziemnych w południowo-zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego - w rejonie KWK "Bogdanka". W: Współczesne problemy hydrogeologii. VII, 2. Kraków-Krynica. Wyd. AGH, 119-126, 1995.
28. **Mojski J.E.:** Polesie Lubelskie. W: Geomorfologia Polski, PWN, t.II, Warszawa, 363-373,. 1972.
29. **Molczak J.A.:** Formirowanie i rasczet dożdiewogo stoka w usłowijach osyszitielnych melioracij. Łuck, 407 ss, 1992.
30. **Nasiedkin I.I.:** Ocinka wodnogo balansu ozier szackoj grupi. W: Ekołogija, wodne gospodarstwo ta problemi wodnich recursiw zachidnogo regiony Ukraini. Łuck, 40-45, 1997.
31. Relief Biełoruskogo Polesja. Izd. Nauka i Technika. Minsk, 129 ss, 1982.
32. **Rettinger R., Troc M.** Białoruś W: Encyklopedia Geograficzna Świata, Europa. Kraków, 213-218, 1998.
33. **Rudienko P.G.:** Powierchniewi wodi. Ukraina. Mapa 1:1000000. Naukowo-wirobnicze podpriemstwo "Kartografija". Kijów, 1997.
34. Stosunki przepływu Prypeci w profilu Mosty Wolańskie. Wyd. Państwowa Służba Hydrograficzna. Nakł. Ministerstwa Komunikacji, Warszawa, 44 ss, 1933.
35. **Tomaszewski J.:** Gleby błotne Polesia. Nakł. Wydz. Gleboznawczego P.Instytutu Nauk. Gospodarstwa Wiejskiego. Puławy, 192 ss, 1935.
36. **Sniżko S.I., Orłow O.O. (red.):** Gidrochimja ta radiogeochimja riczok i bołot Żitomirskoj obłasti. Wyd. Wołyń. Zytomir, 262 ss, 2002.
37. **Strelc. B.I.:** Sprawocznik po wodnym resursam. Wyd. Urożaj. Kijów, 302 ss, 1987.
38. **Szirokow W.M. (red.):** Wodochraniliszcza Biełorusji: prirodnyje osobiennosti i wzaimodejstwije s okrażujuszczej sredoj. Uniwersitetskoje, Minsk, 1-204, 1991.
39. **Szirokow W.M. (red.):** Gidrograficzeskaja siet Bielorussii i regulirowanie recznogo stoka. Wyd. Uniwiersitieckoje. Minsk, 152 ss, 1992.
40. **Wilgat T.:** Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie, Annales UMCS, B, VIII, 37-122, 1954.
41. **Wilgat T. (red.):** Polesie Lubelskie, red., Wyd. Lubelskie, Lublin, 207 ss, 1963.
42. **Wilgat T.:** Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego. W: Polesie Lubelskie. Wyd. Lubelskie, Lublin. 9-30, 1963.
43. **Wilgat T., Michalczyk Z., Paszczyk J.:** Płytkie wody podziemne w obszarze związa-nym z centralnym rejonem Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UMCS, Lublin, 71 ss, 1984.
44. **Wilgat T., Michalczyk Z., Turczyński M., Wojciechowski K.:** Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej. t.XIX, PAN.O. Kraków. 23-140, 1991.

THE WATER CONDITIONS OF THE POLESIE REGION

Z. Michalczyk, S. Bartoszewski, M. Turczyński

Department of Hydrography, Maria Curie-Skłodowska University
Akademicka 19 str., 20-033 Lublin, Poland

A b s t r a c t. Water conditions of the Polesie region have been shaped by climatic and landform factors, which include primarily varying ground permeability levels, poorly developed surface relief, low precipitation and evaporation which, in places, attains the potential values. The components of the environment (the geological structure and surface relief) determine drainage pattern and density of the water network and the depth at which groundwater tables occur, as well as the development and abundance of water-bearing horizons. Atmospheric supply ranging from 500 to 600 mm/year accounts for the low value of runoff and for a strong dependence of water resources on the meteorological conditions. It is reflected in the occurrence of prolonged raised-water stages in spring when there is water excess, and deep low-flows during dry periods. The Polesie region is characterised by a dense network of surface waters, extremely shallow groundwater and presence of lakes, swamps and marshy grounds of all kinds, which makes a impression of water abundance in the region. These features are linked to the shallow occurrence of impermeable layers which impede water circulation and result from the poor land dissection. Inconsiderable hypsometrical variation produces small hydraulic gradients and a very low (natural) rate of water circulation.

Water from the Polesie region is collected by the Wieprz and the Bug rivers in the western part, and the Dnieper and the Desna rivers in the eastern part. The Prypeć is the main river in the region. Its numerous tributaries flow both from the south and from the north. In a regional perspective, the runoff index ranges from 140 mm in the zone of the northern boundary of the region to 70 mm in the south-eastern part. What is characteristic of the region is a strong connection between shallow groundwaters and surface waters and dependence of water resources on atmospheric supply.

The natural water exchange in the Polesie region is a slow process. However, intense melioration, river channel engineering and urbanisation have considerably accelerated water circulation which has led to the shrinking of peatland and wetland areas. Therefore, stern measures need to be taken in order to slow down runoff and increase retention, preserve quantity and quality of water and check degradation of the geographic environment.

K e y w o r d s: water conditions, runoff, melioration, water protection.