

Wody w parkach narodowych Polski



Wody w parkach narodowych Polski

pod redakcją

Roberta Bogdanowicza, Pawła Jokiela i Joanny Pociask-Karteczki

*Pamięci naszego Kolegi Roberta,
który tak niespodziewanie odszedł*

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
Komisja Hydrologiczna Polskiego Towarzystwa Geograficznego

Wody w parkach narodowych Polski

pod redakcją

Roberta Bogdanowicza, Pawła Jokiela i Joanny Pociask-Karteczki

Kraków 2012

Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwał, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map
Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce
Tadeusz Kandefer

Korekta
Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP
lookStudio
e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Spis treści

Przedmowa	7
Dlaczego „wody“? <i>Paweł Jokiel, Joanna Pociask-Karteczka</i>	9
Babiogórski Park Narodowy <i>Adam Łajczak</i>	14
Białowieski Park Narodowy <i>Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska, Małgorzata Karczewska</i>	30
Biebrzański Park Narodowy <i>Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk</i>	44
Bieszczadzki Park Narodowy <i>Bartłomiej Rzonca, Janusz Siwek</i>	58
Drawieński Park Narodowy <i>Agnieszka E. Ławniczak, Agnieszka Strzelczak, Adam Choiński</i>	74
Gorczański Park Narodowy <i>Elżbieta Gorczyca, Kazimierz Krzemień, Dominika Wrońska-Wałach</i>	92
Kampinoski Park Narodowy <i>Anna Andrzejewska, Maciej Lenartowicz, Urszula Somorowska</i>	106
Karkonoski Park Narodowy <i>Krzysztof R. Mazurski</i>	120
Magurski Park Narodowy <i>Judyta Lasek, Janusz Siwek</i>	136

Narwiański Park Narodowy <i>Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk</i>	148
Ojcowski Park Narodowy <i>Józef Partyka</i>	162
Park Narodowy „Bory Tucholskie” <i>Włodzimierz Marszelewski, Barbara Nowicka</i>	178
Park Narodowy Gór Stołowych <i>Paweł Jokiel, Przemysław Tomalski</i>	200
Park Narodowy „Ujście Warty” <i>Adam Choiński, Agnieszka E. Ławniczak, Mariusz Ptak</i>	224
Pieniński Park Narodowy <i>Roman Soja</i>	238
Poleski Park Narodowy <i>Zdzisław Michalczyk, Katarzyna Mięsiak-Wójcik, Marek Turczyński</i>	250
Roztoczański Park Narodowy <i>Stefan Bartoszewski, Zdzisław Michalczyk</i>	264
Słowiński Park Narodowy <i>Robert Bogdanowicz, Ireneusz Izydorek</i>	280
Świętokrzyski Park Narodowy <i>Tadeusz Ciupa, Tadeusz Biernat, Roman Suligowski</i>	296
Tatrzański Park Narodowy <i>Marek Kot, Joanna Pociask-Karteczka</i>	310
Wielkopolski Park Narodowy <i>Agnieszka E. Ławniczak, Adam Choiński</i>	328
Wigierski Park Narodowy <i>Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska, Andrzej Górniak</i>	342
Woliński Park Narodowy <i>Sylwia Machula, Adam Choiński, Agnieszka E. Ławniczak</i>	360
Literatura	375
Autorzy	391
Indeks nazw geograficznych	393

Przedmowa

Oddawana do rąk Czytelnika książka jest efektem prac badawczych i studialnych, prowadzonych przez Komisję Hydrologiczną Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Komisja ta działa w Polsce od 1965 roku, czyli od ponad 45 lat, i jest ważnym forum dla prezentacji stanu wiedzy hydrologicznej w środowisku polskich geografów. Autorami rozdziałów poniższej monografii są głównie członkowie Komisji oraz zaproszeni do współpracy naukowcy z wielu polskich uczelni wyższych i placówek badawczych, a także zaprzyjaźnieni z nimi pracownicy parków narodowych.

Podstawowym celem opracowania jest zwrócenie uwagi Czytelnika na rolę i znaczenie wody w różnych środowiskach parków narodowych, ocena i diagnoza stanu obiektów i stosunków wodnych w parkach oraz identyfikacja skali i kierunków przemian, jakim one ulegają w warunkach obserwowanych dziś zmian klimatycznych oraz w dobie wzmożonej presji inwestycyjnej i niekorzystnych, antropogenicznych oddziaływań związanych głównie z turystyką, sportem i szeroko pojętą gospodarką. W naszej ocenie priorytetową i nadrzędną funkcją parków narodowych – co jest zresztą zgodne z podstawami prawnymi – jest ochrona środowiska geograficznego, a udostępnianie społeczeństwu ich zasobów naturalnych powinno być poddawane takim rygorom, by nie przerodziło się w ich eksploatację.

Większość materiału zawartego w monografii ma charakter dokumentacyjny, bowiem ukazuje względnie aktualny stan zasobów i obiektów wodnych oraz charakter i jakość infrastruktury hydrotechnicznej każdego parku. Wydaje się, że zamieszczone w niej informacje mogą także spełniać cele edukacyjne i kształtować umiejętność myślenia o zintegrowanej, kompleksowej ochronie całego dziedzictwa przyrodniczego i kulturowego, jakie znajduje się na obszarach parków narodowych.

Książka ta może także stanowić cenne uzupełnienie informacji zawartych w przewodnikach i na mapach turystycznych. Zawiera bowiem dokładny opis różnorodnych zjawisk i procesów oraz obiektów hydrologicznych i hydrotechnicznych, poparty bogatą literaturą specjalistyczną. W opisie Autorzy skoncentrowali się głównie na tych elementach obiegu wody, które posiadają duże walory przyrodnicze, naukowe, edukacyjne i estetyczne, choć nie zawsze można je zaliczyć do przysłowiowych „cudów natury”. Życzylibyśmy sobie, aby monografia ta stała się inspiracją do dalszych badań nad stanem i przemianami, jakim ulegają wody pod wpływem

czynników naturalnych i antropogenicznych. Być może zawarte w niej treści staną się impulsem do podjęcia działań, mających na celu skuteczniejszą ochronę wód na obszarach prawnie chronionych.

Treść każdego rozdziału książki jest uporządkowana według następującego schematu: położenie parku, budowa geologiczna i rzeźba, wody podziemne, wody powierzchniowe, wykorzystanie, jakość i zagrożenia wód oraz opis obiektów wodnych, które warto zobaczyć (wraz z ich lokalizacją na mapie). Schemat ten pozwoli dość łatwo przeprowadzić Czytelnika przez skomplikowany układ związków przyczynowo-skutkowych, występujący w obrębie stosunków wodnych, a jednocześnie pomoże szybko odnaleźć interesujące treści.

Paweł Jokieł, Joanna Pociask-Karteczka

Dlaczego wody?

Paweł Jokieli, Joanna Pociask-Karteczka

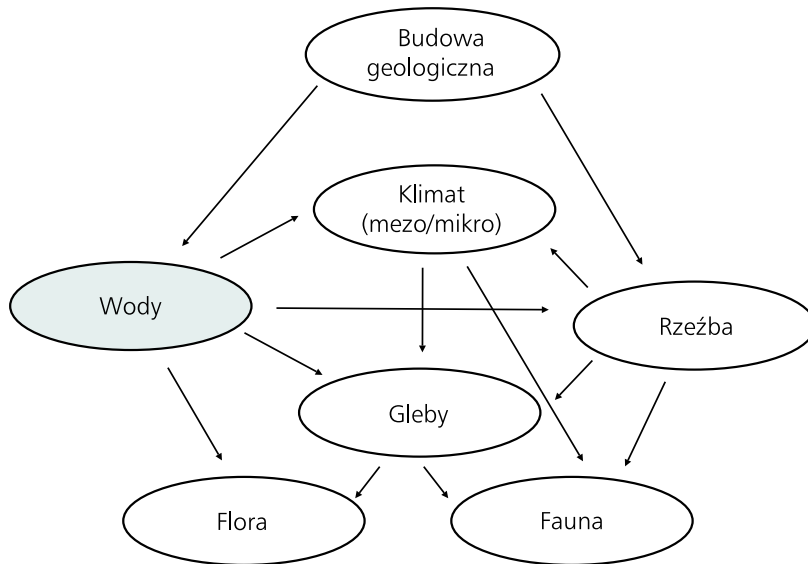
W odniesieniu do szeroko pojmowanej ochrony środowiska życia człowieka, różne społeczności coraz częściej formułują dwa podstawowe żądania. Po pierwsze, dość powszechnie domagają się zaprzestania dotychczasowej praktyki dewastacji i zatrucia środowiska, głównie przez przemysł, rolnictwo i transport. Jest to postulat słuszny i stosunkowo łatwy w realizacji, choć przyglądając się mu bliżej, można zauważyć, że dotyczy on raczej neutralizacji skutków działań gospodarczych, nie zaś likwidacji ich przyczyn.

Drugie żądanie jest o wiele trudniejsze do spełnienia. Chodzi w nim bowiem o to, by wypracować sposoby niekonfliktowego powiązania – nieuniknionego przecież – rozwoju społecznego i gospodarczego, przy zachowaniu w jak najlepszym stanie dziedzictwa przyrodniczego i kulturowego.

Dziś obraz środowiska geograficznego w Polsce ma już w większym stopniu charakter krajobrazu kulturowego niż naturalnego i, wbrew opiniom niektórych ortodoksyjnych ekologów, nie ma ani możliwości, ani nawet potrzeby powrotu do jego stanu pierwotnego. Wiadomo także, że współczesny charakter środowiska jest w ogromnym stopniu odzwierciedleniem sposobu gospodarowania człowiekiem, przy czym „dobra” gospodarka tworzy krajobraz harmonijny, zaś „zła” – dewastacyjny. Im dłużej i z większym zaangażowaniem „gospodaruje się” w środowisku, tym mniej harmonijny jest jego obraz, a egzystencja człowieka staje się w nim coraz trudniejsza. Zatem dążenie do wprowadzenia ekologicznego ładu przestrzennego, polegającego na zrównoważonym udziale elementów naturalnych, kulturowych i technicznych, wydaje się dziś postulatem tyleż uprawnionym, co realnym.

Coraz większa presja człowieka powoduje nieodwracalne zmiany w środowisku i to nie tylko biologicznym, ale także w obrębie przyrody nieożywionej. Zanika różnorodność w obrębie litosfery, atmosfery, biosfery i hydrosfery. Dewastowane są obiekty i struktury mające ogromne znaczenie naukowe, dydaktyczne, krajobrazowe oraz stanowiące niezbędny warunek podtrzymywania bioróżnorodności, a także utrzymania jakości i odpowiedniego poziomu życia człowieka. Zatem, by właściwie chronić i kształtować środowisko życia człowieka, trzeba zachować w nim jak najwięcej obszarów harmonijnie ukształtowanych i charakteryzujących się wysokimi walorami krajobrazu. Należą do nich bez wątpienia rezerwy przyrody i parki narodowe. Obszary chronione są szczególnymi pod względem granic: z jednej strony zabezpiecza się je przed człowiekiem, z drugiej zaś pozostają one w rękach człowieka.

Przy planowaniu i projektowaniu ochrony środowiska obszaru przyrodniczego – i to zarówno jego formy żywej, jak i nieożywionej – niezbędna jest znajomość istniejących tam stosunków wodnych. Woda pełni bowiem w środowisku przyrodniczym rolę „krwiobiegu”; jest tym elementem środowiska, który oddziałuje bardzo mocno na pozostałe elementy (szata roślinna, świat zwierzęcy, formy rzeźby, gleby, mikro- i mezo-klimat) będąc jednocześnie uzależnioną od niektórych z nich. Bowiem cechą systemu środowiska przyrodniczego są bezpośrednie i pośrednie wzajemne powiązania między poszczególnymi komponentami tego środowiska.



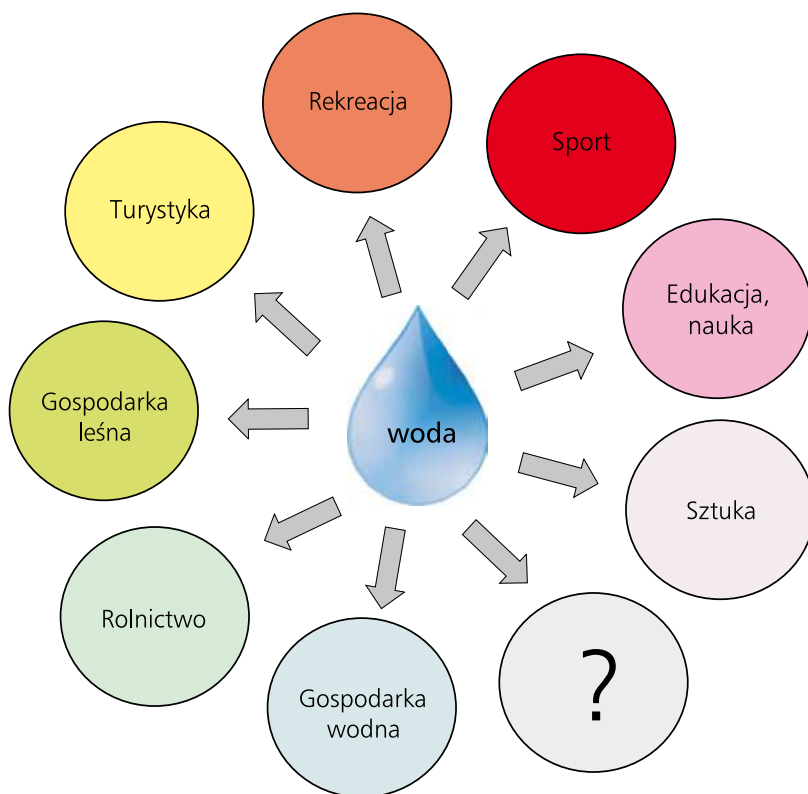
◀ Niektóre powiązania między elementami środowiska przyrodniczego

Te wzajemne współzależności powodują, że zmieniając stosunki wodne oddziałuje się na pozostałe elementy środowiska przyrodniczego, jak również dokonując zmian w innych elementach tego środowiska, zmienia się warunki obiegu wody. Czynnikiem zaburzającym naturalne krążenie wody w przyrodzie są m.in. zmiany pokrycia terenu i zużycie wody w różnorodnych procesach technologicznych oraz jej powrót do obiegu w stanie zmienionym – zanieczyszczonym lub wręcz zdegradowanym. Oprócz „fotografii” stanu aktualnego lub przeciętnego stosunków wodnych, ważna jest ocena kierunków, skali i tempa ich zmienności w czasie. Istotne jest też zrozumienie mechanizmu obiegu wody i jego składowych, jak też charakteru procesów oddziałujących na strukturę bilansu wodnego, a sterowanych lub nawet generowanych przez lokalną i ponadlokalną działalność człowieka. Zatem, by w sposób optymalny prowadzić działania w zakresie ochrony przyrody, konieczna jest zarówno szeroka wiedza o stosunkach wodnych, jak i ich stały monitoring. Przyrodniczą rolę wody trudno jest przecenić, gdyż obiekty, procesy i formy hydrogeniczne są niezastąpionymi elementami każdego krajobrazu, wydatnie podnoszącymi jego walory i decydującymi o jego atrakcyjności.

Woda jest czynnikiem tworzącym niemal wszystkie ekosystemy, a przy tym odpowiedzialnym za produkcję, transport oraz wymianę i przetwarzanie materii organicznej i nieorganicznej. Jej wytworem są siedliska, niezwykle cenne i ważne dla zachowania bioróżnorodności, a wraz z formami, które są wynikiem jej działalności, jest także ważnym składnikiem różnorodności krajobrazu nieożywionego. Naturalne, a nierzadko i sztuczne obiekty wodne, np. rzeki, strumienie, źródła, jeziora, podmokłości, bagna, a także zbiorniki wód podziem-

nych, pełnią wiele ważnych funkcji przyrodniczych i użytkowych. Wody płynące tworzą bowiem swoiste korytarze, zapewniające łączność między różnymi rodzajami krajobrazu i warunkującymi przepływ informacji przyrodniczej. Jeziora, stawy i podmokłości są zaś często „bankami”, w których zdeponowana jest różnorodność biologiczna i gdzie przechowywane są wartościowe przyrodniczo organizmy oraz ich interakcje, a także niektóre procesy przydatne – a często nawet niezbędne – dla odbudowy bioróżnorodności na danym obszarze. Nie można też pominąć walorów dydaktycznych oraz estetycznych obiektów wodnych, a także ich roli w podtrzymaniu georóżnorodności. Kumkanie żab w stawie albo plusk wody w strumieniu są dla człowieka wypoczywającego ważnymi wskazówkami, że otaczający go krajobraz jest nieskażony i nadaje się do wypoczynku.

Czy mamy już za sobą okres, w którym niemal bezkarnie degradowano wody i dewastowano stosunki i obiekty wodne? Paradoxem współczesności jest to, że obszary chronione, których priorytetem jest ochrona przyrody, poddawane są bardzo silnej presji człowieka. Dla wielu obszarów chronionych – oprócz ochrony przyrody – poszukuje się także funkcji dodatkowych, stąd też są nimi zainteresowane różne grupy społeczne i lobby in-

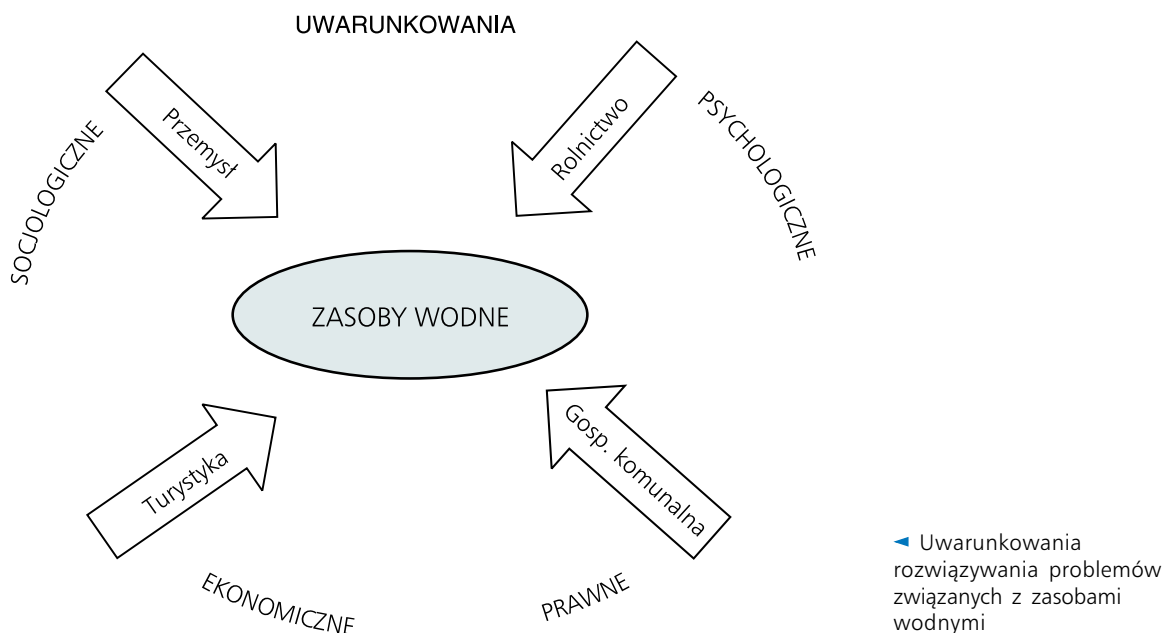


◀ Woda i życie człowieka

westycyjne, reprezentujące bardzo zróżnicowane interesy. W przypadku wód, biorąc pod uwagę ich wielofunkcyjność i społeczny charakter, liczba zainteresowanych lobby jest znaczna i będzie prawdopodobnie wzrastać.

I choć powoli mijają czasy, gdy ochronę zasobów wodnych wiązano niemal wyłącznie z budową kolejnych zbiorników, oczyszczalni ścieków i racjonalizacją zużycia wody, a europejskie i krajowe akty prawne dają ideowe podłoże strategii ekorozwoju (np. Uchwała Sejmu RP z 1992 r., Ramowa Dyrektywa Wodna), to

jednak sfera organizacyjna i wykonawcza w zakresie gospodarki wodnej pozostawia wiele do życzenia, a zasoby wodne stają się często źródłem narastających konfliktów społecznych. Mimo wzrastającej świadomości ekologicznej, przebieg dyskusji ekologicznych w naszym kraju jest nadal dość burzliwy i trudno osiągnąć kompromis. Sprzyjają temu m.in. niejednoznaczność, wewnętrzne sprzeczności i niekonsekwencje istniejących przepisów. Te zaś wywołują różnorodne interpretacje, fatalne rozwiązania systemowe oraz brak powiązań między aktami prawnymi wydawanymi przez resorty odpowiedzialne i związane z gospodarką wodną. Wszystko to powoduje zaś brak spójności w gospodarowaniu zasobami wodnymi. Nade wszystko sektorowe zarządzanie zasobami wodnymi – zamiast zarządzania problemowego – rodzi chaos w zarządzaniu, a także sprzyja zatarciu odpowiedzialności za wszelkie niedociągnięcia, zaniedbania i błędy w tym zakresie. Ponadto brak rozpoznanych powiązań w aspektach: socjologicznym, psychologicznym, ekonomicznym i prawnym jest bardzo często powodem braku powodzenia w rozwiązywaniu problemów związanych z wykorzystaniem wody.



Warto bowiem pamiętać, iż zmiany postaw ludzkich – w tym także w odniesieniu do ochrony przyrody – zachodzą w rezultacie przemian społecznych, ekonomicznych lub politycznych (czynniki zewnętrzne) oraz rozwoju kultury, wiedzy i potrzeb człowieka oraz form ich zaspokajania – od potrzeb podstawowych po potrzeby samorealizacji (czynniki wewnętrzne).

Można próbować uniknąć konfliktów i realizować ekologiczną gospodarkę wodną, opierając się na następujących zasadach:

- identyfikacji zagrożeń w zespołach interdyscyplinarnych w celu uzyskania najwyższego z możliwych poziomu komplementarności analizy,
- umiejętności identyfikacji i rozwiązywania konfliktów relacji człowiek–człowiek; w interesie przyrody działają bowiem określone grupy społeczne lub jednostki, choć przyroda też potrafi się sama „bronić” (w ograniczonym zakresie),

- uwzględnienia potrzeb różnych grup społecznych,
- kompleksowego podejścia przy ustalaniu granic ingerencji człowieka w środowisko przyrodnicze,
- znalezienia mechanizmów zmuszających społeczeństwo do respektowania ustalonych granic.

Jesteśmy w fazie, w której równolegle z poprawą jakości wody w środowisku i zabezpieczeniem jej stosownej ilości, powinniśmy realizować trudne projekty odbudowy zniszczonych wcześniej ekosystemów wodnych i całego krajobrazu wodnego, a jednocześnie dbać o zmniejszenie aktualnej i przyszłej presji na środowisko wodne. Swój pełny wymiar zaczyna mieć stara, „przedekologiczna” zasada mówiąca, że wodę należy chronić na lądzie.

Nawet jeśli uda się zlikwidować całkowicie punktowe ogniska zanieczyszczeń wody, to jej jakość nadal będzie obniżana przez dużo trudniejszy do wyeliminowania liniowy i obszarowy dopływ substancji obcych (np. z opadów atmosferycznych, z intensywnie nawożonych pól i lasów, pastwiskowych hodowli zwierząt oraz z rozproszonej i najczęściej nieskanalizowanej zabudowy wiejskiej i rekreacyjnej). Zatem ciągły i całościowy monitoring zasobów i stosunków wodnych we wszystkich ogniwach obiegu wody oraz w ich biologicznym i krajobrazowym otoczeniu będzie nadal potrzebny.

Trzeba też szybko podjąć trudną próbę dostosowania gospodarki wodnej i systemów wodnogospodarczych na terenach chronionych do zmieniających się warunków klimatycznych, rozwoju cywilizacyjnego oraz wymagań przyrodniczych. Biorąc pod uwagę fakt, że Polska położona jest w części świata o dużej wrażliwości na zmiany klimatyczne, stworzone dziś systemy winny być (przy jak najmniejszych kosztach – zwłaszcza przyrodniczych) elastyczne i odporne na niespodzianki, które może przynieść przyszłość.

Wody w parkach narodowych Polski
BABIOGÓRSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Potok Rybny

(fot. J. Fajak)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Babiogórski Park Narodowy

Adam Łajczak



www.bgpn.pl

Położenie

Babiogórski Park Narodowy (BgPN) jest położony we wschodniej części mezoregionu Beskid Żywiecki, przy granicy ze Słowacją, w odległości 70 km od Krakowa (Kondracki 2001). Park ma położenie wododziałowe między zlewniami Skawy i Orawy i obejmuje masyw Babiej Góry przewyższający o ok. 600 m sąsiednie grzbiety górskie. Do Parku należy także niewielki fragment sąsiedniego masywu Policy. Strefa centralna Parku zajmuje 10,62 km², strefa buforowa 23,30 km², natomiast strefa przejściowa (otulina) 84,37 km² (Łamorski 2005). BgPN zajmuje 60% powierzchni masywu Babiej Góry w granicach Polski; 67% obszaru Parku leży na północnym i 24% na południowym stoku Babiej Góry, zaś 9% powierzchni – na zachodnich stokach Policy (Łajczak 2012). Skrajne wysokości w Parku wyznacza dolny bieg doliny Rybnego Potoku (680 m n.p.m.) i kulminacja masywu Babiej Góry (1725 m n.p.m.). W 1977 r. BgPN został uznany przez UNESCO za rezerwat biosfery.

W obrębie masywu Babiej Góry można wyróżnić pięć pięter klimatycznych i odpowiadających im pięter roślinnych. Przeważającą część centralnej i buforowej strefy Parku zajmują lasy regli dolnego i górnego ze starodrzewami, a pozostały obszar – zbiorowiska roślinne piętra subalpejskiego i halnego oraz polany pasterskie. Ochroną ścisłą objęto obszar powyżej górnej granicy lasu oraz starodrzewy, zaś ochroną częściową obszary, gdzie jest prowadzona przebudowa drzewostanów (Celiński, Wojterski 1963; Hess 1965; Obrębska-Starkel 2004). Strefa przejściowa, obejmująca Lasy Państwowe oraz tereny prywatne, występuje głównie po południowej stronie Babiej



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 stycznia 1955 r.
Powierzchnia: 33,92 km²
Gęstość sieci rzecznej: 6,22 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 18 km⁻²
Liczba oczyszczalni ścieków: 3



Góry i jest zajęta przez uprawy rolne, osadnictwo, sieć dróg i użytki techniczne. Przez teren Parku prowadzi droga wojewódzka (nr 957) łącząca Zawoję z Jabłonką.

Budowa geologiczna i rzeźba

Babiogórski Park Narodowy budują piaskowcowo-łupkowe utwory fliszu karpackiego wieku górnokredowego i paleogeńskiego należące do płaszczowiny magurskiej, które zostały sfałdowane i wypiętrzone podczas orogenezy alpejskiej w miocenie (Alexandrowicz 2004, Książkiewicz 1963). Masywy Babiej Góry i Policy są ukształtowane jako zwarte monoklinalne, asymetryczne grzbiety górskie. Górną część masywów, w przypadku Babiej Góry powyżej 900 m n.p.m., budują odporne piaskowce magurskie, których warstwy zapadają na południe, a dolną ich część mniej odporne sfałdowane warstwy podmagurskie. W efekcie północne stoki masywów mają cechy kuesty, a stoki południowe są zgodne z upadem warstw skalnych. Charakterystyczną cechą wysoko wzniesionej części Babiej Góry, a na mniejszą



skalę masywu Policy, jest rozpad blokowy masywu polegający na grawitacyjnych ruchach mas skalnych o bardzo dużej kubaturze. Miąższość rumoszowych i blokowych koluwiów, zwłaszcza na stokach północnych poniżej wysokich zerw skalnych, osiąga lokalnie nawet kilkadziesiąt metrów (Łajczak 2012). Miąższość pokrywy zwietrzelinowej na warstwach podmagurskich jest znacznie mniejsza niż na piaskowcach magurskich i na stokach bez osuwisk wynosi 1–2 m. Nieco większą miąższość mają gliniaste i żwirowe aluwia u podnóży Babiej Góry.

Budowa i rzeźba masywów Babiej Góry i Policy sprzyjają relatywnie głębokiemu, jak na warunki beskidzkie, krążeniu wód, zwłaszcza w obrębie rozległych osuwisk w strefach wierzchwinowych oraz w górnych partiach stoków północnych. W wyniku wysokich opadów (1000–1500 mm), dużych nachyleń stoków, a także gęstego rozdolinienia niżej wzniesionych obszarów Parku, zachodzi drenaż wód gruntowych, co przejawia się dużą gęstością źródeł. Warunki do wypływu wód ascensyjnych istnieją tylko lokalnie u podnóży Babiej Góry i Policy w sąsiedztwie uskoków.

▲ Szczytowe partie Babiej Góry
(fot. A. Śliwiński)

Wody podziemne

W Babiogórskim Parku Narodowym odpływ gruntowy dominuje nad odpływem powierzchniowym. Najgłębsza infiltracja wód zachodzi w najwyższej wzniesionych fragmentach Babiej Góry i Policy, zbudowanych z piaskowców



magurskich – tj. na wierzchołkach i stokach, gdzie widoczne są przejawy tektoniki grawitacyjnej oraz w obrębie rozległych, miększych pokryw koluwalnych. Wodonośność piaskowców ma charakter szczelinowo-porowy. Koncentracja odpływu podziemnego zachodzi wzdłuż szczelin osuwiskowych, a wypływ wody na powierzchnię przejawia się w formie licznych wypływów (źródeł, wykarpów), a także w postaci nieskoncentrowanego zasilania korytowego. Zasoby wód gruntowych są tutaj znaczne (ok. $35 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) dzięki wysokim opadom i możliwości infiltracji wód na znaczne głębokości (nawet 100 m). To powoduje, że obszar ten pełni rolę strefy alimentacji dla niższych pięter wysokościowych (Łajczak 1998, 2012).

Płytzym krążeniem wód cechują się osady aluwialne w dnach dolin, które zajmują największą powierzchnię u południowych podnóży Babiej Góry. Jeszcze płytsze i najszybsze krążenie wód zachodzi na najniższych fragmentach stoków nie objętych znacznymi osuwiskami, zwłaszcza na podłożu warstw podmagurskich, gdzie w przeciwieństwie do pozostałego obszaru Parku, obserwuje się największą liczbę wycieków i wysięków. Dna dolin i rozległe stożki napływowe spełniają rolę lokalnych zasobnych zbiorników wód gruntowych, z których odprowadzane są wody za pośrednictwem koryt cieków. Cechy hydrogeologiczne obszaru BgPN wykazują podobieństwa do innych wysoko wzniesionych obszarów w strefie magurskiej polskich Karpat (Chowaniec 2009).

Na obszarze BgPN występuje około 620 źródeł, z których najwyższe położone leży na wysokości 1625 m n.p.m. Z piaskowców magurskich i rumoszowych koluwiów wypływają źródła skalne, skalno-rumoszowe i rumoszo-

▲ Północne, urwiste stoki Babiej Góry
(fot. A. Śliwiński)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Ślady po klawizie w dolinie Jaworzynki w Policznem** – jeden z dowodów na dawny wodny transport drewna na zboczach Babiej Góry. Na spław drewna do kuźnic i hut żelaza w Zawoi i Makowie Podhalańskim zwrócono uwagę po raz pierwszy na początku XIX w. Z tego okresu pochodzą opisy J. A. Schultesa dotyczące Skawicy odwadniającej północny stok Babiej Góry (1807; Łajczak 2012). Klawiza w Policznem to jedyna tego typu dawna konstrukcja znajdująca się na obszarze BgPN.

we, z utworów podmagurskich źródła skalno-zwierzelinowe, zaś w dnach dolin – źródła aluwialne. Średnia gęstość źródeł w Parku wynosi 18 km^{-2} , zaś największa gęstość – w przedziale wysokości od 900 do 1400 m n.p.m. (23 km^{-2} ; Łajczak 2012). Średnio z 1 km^2 odpływa od 50 do $70 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; jest to przypuszczalnie jedna z największych wartości odpływu jednostkowego ze źródeł w Polsce. Najliczniejsze są źródła o wydajności ok. $1,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W BgPN występuje 41 źródeł o średniej wydajności $>5,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Średnia temperatura źródeł maleje wraz ze wzrostem wysokości bezwzględnej o $0,5^\circ\text{C}$ na 100 m. Ciekawych obserwacji może dostarczyć marsz szlakiem Akademickiej Perci. Na odcinku ponad 0,5 km biegnie on wzdłuż źródłowego odcinka Szumiącej Wody. Idąc wzdłuż potoku mija się stałe źródła skalno-rumoszowe i okresowe źródła rumoszowe, w tym źródło funkcjonujące tylko podczas roztopów wiosennych osiągające wydajność nawet $50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Na wysokości 1330 m n.p.m. znajduje się źródło stałe Szumiącej Wody, zaś 40 wyżej – źródło okresowe. Wyżej stok jest prawie pozbawiony wód powierzchniowych. Stałe źródło skalne występuje na wys. 1470 m n.p.m. a jeszcze wyżej (1520 m n.p.m.) źródło w Żlebie Piarżystym. Woda z pierwszego z tych źródeł zanika w blokowych koluwiach, a poniżej drugiego – w stożku usypiskowym. Obok wyżej położonego źródła widoczna jest gruba marglisto-łupkowa wkładka w piaskowcach magurskich, obserwowana także w innych żlebach na północnym stoku Babiej Góry. Na tej wkładce występuje większość źródeł skalnych o charakterze przelewowym, a także wykapy na urwistym stoku Babiej Góry. Wyżej położony fragment tego stoku pokryty gołoborzami jest zupełnie pozbawiony źródeł.

Z kolei wypływy widoczne ze szlaku turystycznego zwanego górnym płajem, reprezentują bogactwo wód powierzchniowych północnego stoku Babiej Góry w strefie wysokościowej między 1000 i 1200 m n.p.m. W jego



W celu ułatwienia transportu kłód drewna podczas niskich stanów wody w potokach już na początku XIX w. (lub wcześniej) rozpoczęto budowę ziemnych wałów piętrzących cieków. W wałach instalowano drewniane urządzenia zwane klauzami do szybkiego spuszczenia nagromadzonej wody a później do jej zatrzymywania. Wielokrotne powtarzanie tego zabiegu umożliwiała daleki transport drewna. Odcinki den dolin objęte piętrzeniem wody (tajchy) ulegały zamulaniu, co doprowadziło w latach po I wojnie światowej do zaniechania tej formy gospodarki. Śladem po dawnym tajchu jest wilgotne szerokie dno doliny o lokalnie niewielkim nachyleniu. Z dawnego wału ziemnego zachowały się tylko odcinki przyczółkowe, a z konstrukcji klauzy – fragmenty drewnianych urządzeń.

◀ Źródło rumoszowe
(fot. J. Fujak)

sąsiedztwie występuje ok. 50 stałych źródeł skalno-rumoszowych, a także ok. 20 źródeł rumoszowych okresowych. Średnia wydajność większości tych źródeł nie przekracza $1,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, tylko przy wschodnim odcinku szlaku występują źródła o wydajności ponad $5,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Szlak przecina 35 potoków (przez kamienne przepusty), średnia odległość między nimi wynosi ok. 200 m. Siedem potoków należy do okresowych, pozostałe do stałych. Pięć potoków płynie w głębokich rozcięciach erozyjnych. Źródła potoków przepływających pod górnym płajem występują na wysokości od kilku do 300 m powyżej szlaku. Najbardziej zasobnymi w wodę są Cylowy Potok, wypływający spod Cylu (Mała Babia Góra) oraz Szumiąca Woda. Maksymalny przepływ w przepustach pod szlakiem osiąga $200 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Przepusty wody zbudowano w latach 80. XIX w., kiedy utworzono górny płaj (koniopłaj), użytkowany przez Habsburgów z Żywca – ówczesnych właścicieli lasów na północnym stoku Babiej Góry. Nawet podczas największych ulew przepusty pod górnym płajem mieszczą cały przepływ potoków. Z górnego płaju można obserwować 7 młak o powierzchni ponad 500 m^2 . Większość z nich występuje na dawnej rozległej hali pasterskiej, tzw. Hali Czarnej, która na większości obszaru została porośnięta lasem.

Po północnej stronie szlaku grzbietowego, na wysokości 1500 m n.p.m., u podnóża około siedemdziesięciometrowej ściany skalnej leży źródło skalne w Kotle Kościółków. Należy ono do źródeł stałych o bardzo wyrównanej wydajności (ok. $1,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) i temperaturze (3°C), zasilanych z głęboko spękanych piaskowców magurskich. Odznacza się niewielkim zmineralizowaniem. Każdego lata, niekiedy nawet do początku sierpnia, jest przysłonięte płatem śniegu. Zimą grubość pokrywy śnieżnej w dnie kotła osiąga nawet 10 m, co jest wynikiem nawiewania i lawin. Źródło można dostrzec ze szlaku turystycznego.

Wody źródlane mają odczyn obojętny. Mineralizacja ogólna wód źródłanych w BgPN – zwłaszcza w partiach szczytowych masywu – jest znacznie mniejsza niż na innych obszarach Karpat fliszowych. Źródła te odznaczają się niską koncentracją chlorków, siarczanów i wapnia, mniejszą aniżeli źródła położone w dolnych partiach masywu. Wszystkie źródła cechują się niewielką koncentracją związków biogenych. Osobliwością południowych podnóży Babiej Góry w obrębie otuliny Parku są źródła siarczkowe, których mineralizacja osiąga ok. $2 \text{ tys. mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Rajchel 1996). W bliskim sąsiedztwie po stronie słowackiej występują także źródła solankowe (np. Slaná voda, $47 \text{ tys. mg} \cdot \text{dm}^{-3}$; Łajczak 2012). W BgPN występuje ok. 200 młak o łącznej powierzchni 86 ha (2,5% obszaru Parku). Młaki zajmują zwykle nisko położone, łagodnie nachylone stoki oraz spłaszczenia i zagłębienia osuwiskowe. W obrębie osuwisk spotyka się także niewielkie torfowiska.

BgPN położony jest na obszarze Głównego Zbiornika Wód Podziemnych zbiornik warstw Magura (Babia Góra, nr 445) o charakterze poro-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Europejski dział wodny** – przebiega kulminacjami Diablaka (1725 m n.p.m.) i Małej Babiej Góry (tzw. Cyl, 1517 m n.p.m.), w jego pobliżu znaj-

dują się źródła skalne, nieco niżej – skalno-rumoszowe i rumoszowe. Pierwsze wzmianki o źródłach na obszarze podszczytowym Babiej Góry podał M. Hrosieński (1637; Łajczak 2012). Latem,

nawet do połowy sierpnia, głównie na stoku północnym w głębokich niszach i kotłach zalegają płyty śniegu. W rowach grzbietowych występują dwa jeziora: Zimny Stawek (1545 m n.p.m.) – najwyżej położone jezioro w BgPN i Izdebczycki Stawek (Czarne Oko, 1415 m n.p.m.). Dawniej uważane były za stałe, obecnie – często wysychają.



◀ Grzbietem Babiej Góry przebiega europejski dział wodny (fot. A. Śliwiński)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Mokry Stawek** – to największe i najbardziej znane jezioro w BgPN. Jezioro typu wannowego o kamienistym dnie i brzegach występuje na wys. 1025 m n.p.m. między wałami koluwalnymi, poniżej wschodniego odcinka górnego płaju, u podnóża Sokolicy (1367 m n.p.m.). Jest zasilane wyłącznie przez wody gruntowe. Do jeziora prowadzi krótki szlak łącznikowy. Powierzchnia jeziora wynosi najczęściej 450 m² (maks. do 1500 m²), największa głębia przy średnim stanie wody wynosi 2,5 m a przy maksymalnym 5 m. Mokry Stawek sporadycznie

wysycha a jeszcze rzadziej, podczas długotrwałych i wyjątkowo obfitych opadów deszczu, wody z jeziora przelewają się przez wał koluwalny.

▼ Mokry Stawek (fot. J. Fujak)



wo-szczelinowym, gdzie średni moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi $0,36 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Jest to obszar jednolitych części wód podziemnych nr 161 (część południowo-wschodnia) oraz nr 152 (część północno-zachodnia), cechujących się wodoprzepuszczalnością od $1 \cdot 10^{-6}$ do $1 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz niekorzystnym stopniem izolacji (Małecka i in. 2007).

Wody powierzchniowe

Przez Babiogórski Park Narodowy przebiega europejski dział wodny oddzielający zlewiska mórz Bałtyckiego i Czarnego. Po północnej stronie działu wodnego teren jest odwadniany przez dopływy Skawicy, natomiast po południowej – przez dopływy Czarnej Orawy. BgPN cechuje bogactwo wód powierzchniowych (cieki, jeziora osuwiskowe). Całkowita powierzchnia wód nie przekracza jednak 1% powierzchni Parku.

Cieki stałe pojawiają się w rozcięciach erozyjnych poniżej 1200 m n.p.m. Łączna długość cieków stałych wynosi 176 km, a ich gęstość $5,2 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$. Wyżej występują koryta potoków okresowych i epizodycznych. Spadki wielu cieków przekraczają 200‰, ich profil podłużny jest niewyrównany, po północnej stronie Babiej Góry występują wodospady o wysokości do 4 m. W obrębie osuwisk potoki w wielu miejscach gubią wodę.

W reżimie odpływu ze zlewni potoków na terenie BgPN zaznacza się wyraźne wiosenno-letnie maksimum. Średnia temperatura wody małych cieków maleje wraz ze wzrostem wysokości bezwzględnej ($0,5^\circ\text{C}$ na 100 m) i wynosi od 4 do 7°C (Łajczak 2012).

Babiogórski Park Narodowy wyróżnia znaczna liczba niewielkich jeziorzek osuwiskowych zasilanych przez wody gruntowe. Spośród 18 jezior, aż 13 ma charakter stały. Występują one do wysokości 1545 m n.p.m., głównie w piętrze wysokościowym od 1000 do 1300 m n.p.m. na północnym stoku Babiej Góry i na wysokości od 1400 do 1500 m n.p.m. na stoku południowym. Przy maksymalnym stanie wody zajmują one powierzchnię 0,4 ha. Największe jezioro – Mokry Stawek – zajmuje maksymalnie powierzchnię 1500 m^2 (średnio 450 m^2). Przez ostatnie 300 lat spośród wszystkich jezior na Babiej Górze był on najczęściej wzmiankowany w literaturze i najczęściej pokazywany na ilustracjach i na pocztówkach. Dawniej, zależnie od wielkości napełnienia miski, jezioro to i jego otoczenie określano następująco: „...szczyt [Babiej Góry] ...wypełniony jeziorem” (Rzączyński 1721), „na wierzchołku [Babiej Góry] jest źródło (?) zwane Morskie Oko, bo niezmierzonej głębokości” (Łubieński 1740), „sadzawka o rozmiarach połowy morgi” (Schultes 1807). Obserwowane od dawna wysychanie Mokrego Stawku, a także przelewanie się wody z maksymalnie napełnionej miski, mogło być przyczyną nazwania tego obiektu przez W. Łubieńskiego

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródło siarczkowe na Polanie Gubernasówka** – jedno z 14 tego typu źródeł w orawskich podnóży Babiej Góry i jedno z dwóch w BgPN. Występuje na wysokości 937 m n.p.m. w pobliżu leśniczówki powyżej południowej drogi leśnej i leży w zlewni Siarczane-go Potoku. Jest zasilane z głęboko położonych warstw wodonośnych; jego wydajność wynosi $0,15 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Woda ma typowy zapach „zgnitych jaj” i, podobnie jak pozostałe źródła siarczkowe, jest przez miejscową ludność zwane jako „śmierdząca woda”. Woda źródłana należy do klasy wodorowęglano-wo-chlorkowo-sodowej, siarczkowej; ze źródła wydobywa się metan. Jest ujęte kamienną cembrowiną. Na cembrowinie i kamieniach w potoku występuje biało-szary osad siarki koloidalnej w postaci frędzli i naskorupień (Rajchel 1996). Na osad siarki koloidalnej w źródle zwracano uwagę już w XVIII w., na co wskazuje informacja podana przez S. Duńczewskiego (1755–1769; Łajczak 2012): „*kreta biała i letka – której mleczko pomaga na różne choroby*”.



▲ Markowy Potok w zimowej scenerii (fot. D. Falkiewicz)



▲ Rybny Potok
(fot. D. Falkiewicz)



▶ Babia Góra zimą
(fot. D. Falkiewicz)

(1740) „Morskim Okiem (*Oculus Mare*)”. To pierwsza udokumentowana nazwa tego jeziora, która była używana do XIX w. G. Rzączyński (1721) pisał: „...*Gdy jezioro to niekiedy silnie faluje, górale mówią, że morze bawi się insynuując połączenie tego jeziora z morzem. (...) We wnętrzu tej góry [Babia Góra] jest jaskinia, z której ciągle wylatują wiatry, wewnątrz góry przeciągi są tak silne, że potrafią ściągać wody jeziora aż do podnóża góry*”. Dopiero na początku XX w. jezioro zaczęto zwać Mokrym Stawkiem. Na przełomie wieków XIX i XX, kiedy po północnej stronie Mokrego Stawku las był wycięty i z nad brzegów tego zbiornika możliwy był widok na Zawoję, urządzano wycieczki łodzią po jezioru, by uatrakcyjnić turystom to miejsce. Na początku XX w. Mokry Stawek służył nawet do kąpieli. Informują o tym dawne pocztówki, znajdujące się w zbiorach BgPN. W latach 90. XX w. zbudowano przy zachodnim brzegu Mokrego Stawku drewniany pomost z ławeczkami. Obiekty te uległy później zniszczeniu. Przed II wojną światową próbowano go bez powodzenia zarybić. Częste odwiedzanie przez turystów Mokrego Stawku nie powoduje na razie jego degradacji (Łajczak 1995, 2012).

Niewielkim zbiornikiem wodnym pochodzenia antropogenicznego jest Stawek pod Kłodą o powierzchni zaledwie 5 m² i głębokości 2,15 m. Występuje on na wys. 1075 m n.p.m. po północnej stronie górnego płaju w pobliżu Żarnowskiego Potoku. Po raz pierwszy na to jezioro zwrócił uwagę K. Sosnowski (1923), który wskazał, że jego tradycyjna nazwa to „Morskie Oko”, która nadal – choć coraz rzadziej – jest używana. Stawek pod Kłodą stanowi prawdopodobnie dawny zamulony mały szyb górniczy, wykopany



WARTO ZOBACZYĆ

- **Głodna Woda (Głodowa Woda)** – najwyżej położone stałe źródło skalne w BgPN (1625 m n.p.m.) i najwyżej położone źródło w Beskidach Zachodnich; zlokalizowane w niszy osuwiskowej na stoku południowym pod Diablakiem,

◀ Potok Rybny
(fot. J. Fujak)



być może jeszcze przed wiekiem XIX. W. Midowicz (1930) pisze: „Przed kilkudziesięciu laty (jak twierdzi stary gajowy...) był on podobno nieco większym, a trzy żerdzie 20-metrowe powiązane razem nie mogły jeszcze osiągnąć dna (?). Topiły się w nim nieraz owce, a kilkakrotnie nawet wpadali doń po ciemku gajowi, aż wreszcie któryś z nich kazał go założyć kłódami drzewa. Obecnie poprzez podwójny pokład owych zbutwiałych kłód można wyczuć długim, i cienkim drutem – niezbadaną głębie”.

Małe jeziora babiogórskie są siedliskiem m.in. traszki karpackiej, traszki górskiej i traszki zwyczajnej. Temperatura ich wód jest zbliżona do źródłowych odcinków potoków, jedynie ich temperatura maksymalna – zwłaszcza na południowym stoku Babiej Góry – jest wyższa o kilka stopni.

Wody płynące w BgPN, a także Mokry Stawek cechują się niewielkim zmineralizowaniem i niską zawartością związków biogennych, mają odczyn obojętny, wysokie natlenienie, niską utleniałość; wartość wskaźnika BZT₅

◀ W patriach szczytowych sieć wodna jest uboga (fot. A. Śliwiński)

około 10 m powyżej ruin schroniska podszczytowego. Cechuje się niewielkim zmineralizowaniem. W opinii górali picie wody z tego źródła wzmaga apetyt (stąd jego nazwa). W latach 1905–1945 pobliskie schronisko turystyczne było w sposób ciągły zaopatrywane w wodę ze źródła Głodna Woda, nawet pod koniec mroźnej zimy trwającej na tej wysokości do 6 miesięcy w roku. Obok niszy osuwiskowej i źródła prowadzi znakowany szlak turystyczny z Diablaka na Orawę. Głodna Woda była po raz pierwszy wzmiankowana (bez podania nazwy) przez A. Komonieczkiego (1699, 1704; Łajczak 2012), który tak opisał to źródło: *Także na Babiej Górze jest góra (...) kamienna baba [kopuła Diablaka] ... a woda z niej idzie (...)*. Wiadomość o tym źródle powtórzył W. Łubieński (1740), natomiast o tym i innych źródłach pod szczytem Babiej Góry nieco więcej informacji podał G. Rzączyński (1721). Nazwę źródła „Głodna Woda”, rozpowszechnioną wśród miejscowych górali, podał w swej publikacji z 1853 r. J. Łepkowski (Łajczak 2012).

jest niska (Pasternak 1983). Wody powierzchniowe na wysokości powyżej 1000 m n.p.m. odznaczają się nawet trzykrotnie niższą koncentracją jonów siarczanowych, wapniowych i magnezowych niż wody w dolnej części Parku. Przewodność elektrolityczna wód potoków wynosi od 87 do 250 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Największe zmineralizowanie wód stwierdza się w sezonie zimowym, zaś najmniejsze podczas roztopów wiosennych (Łajczak 2012).

Wykorzystanie wód

Jeszcze w pierwszej połowie XX w. wiele źródeł, potoków i jezierek na Babiej Górze wykorzystywanych było przez pasterzy do pojenia owiec i wołów. Po utworzeniu Babiogórskiego Parku Narodowego ta forma wykorzystywania wód uległa zanikowi (Kachel 2008, Łajczak 1995). W latach 1905–1945 z najwyższej położonego źródła skalnego na Babiej Górze (Głodna Woda, 1625 m n.p.m.) zaopatrywane było pobliskie schronisko podszczytowe (do 1936 r. schronisko Beskidenvereinu). Obecnie w BgPN do celów gospodarczych wykorzystywanych jest tylko kilka źródeł. Schronisko turystyczne na Markowych Szczawinach od początku funkcjonowania w 1906 r. jest zaopatrywane grawitacyjnie w wodę przez pobliskie wydajne źródło skalno-rumoszowe. Ze źródła przy drodze karpackiej po północnej stronie Przełęczy Lipnickiej (Krowiarki) woda jest chętnie pobierana przez turystów. Z kolei z bardzo wydajnego źródła aluwialnego na Markowych Rówieńkach woda jest grawitacyjnie doprowadzana do pobliskich gospodarstw w Zawoi-Markowej. Podobnie zaopatrywane w wodę są nieliczne gospodarstwa w dolinie Rybnego Potoku. Źródła siarczkowe na orawskich podnóżach Babiej Góry w większym stopniu nie są wykorzystywane, choć niektóre mają kamienną cembrowinę (Łajczak 2012; Projekt..., 2010; Rajchel 1996).

W XIX w. i na początku XX w. dużymi potokami spławiano drewno. W tym celu m.in. na potoku Jaworzynka wybudowano co najmniej dwie kłauzy (Łajczak 2012, Mazurek 2008). Duży skład drewna był zlokalizowany w Zawoi-Widełkach w miejscu zwanym Składy. Mokry Stawek wykorzystywany był w przeszłości do celów turystycznych; jeszcze przed I wojną światową urządzano w nim pływanie łódką, a w latach międzywojennych – kąpiele.

Gospodarstwa w podbabiogórskich przysiółkach Zawoi, a także po stronie orawskiej, położone przy granicy BgPN, są zaopatrywane w wodę ze studni przydomowych. W Zawoi-Czatoży zlokalizowane jest drenażowe ujęcie wody na potoku Jałowiec (Czatożanka), zaopatrujące wodociąg „Zawoja-Czatoża” (Projekt..., 2010; Łajczak 2012). Wspomnieć także należy o niewielkim stawie na Polanie Gubernasówka, sporadycznie wykorzystywanym latem do kąpieleli.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Markowy Stawek** – jeziorko o powierzchni 180 m² (maksymalnie 350 m²) położone na wysokości 1121 m n.p.m. w pobliżu górnego płaju. Do jeziorka dochodzi ścieżka. Jeziorko typu wannowego zamyka rozległy wał koluwalny. Zasilane jest wyłącznie przez dopływ wód gruntowych. Wyróżnia się stabilnym stanem wody i niewielką głębokością (35 cm). Dno i brzegi są muliste, głębiej występuje warstwa torfu. Po drugiej stronie górnego płaju znajdują się ślady po kamiennych fundamentach dziewiętnastowiecznej leśniczówki. Jeszcze w latach 20. XX w. otoczenie Markowego Stawku było wylesione, dlatego fotografie z tego okresu znajdujące się w zbiorach BgPN przedstawiają to jeziorko jako kałużę na rozległej łące. Obecnie Markowy Stawek otacza jednowiekowy, ponad osiemdziesięcioletni, las świerkowy. Jak dotąd nie podlega on degradacji na skutek ruchu turystycznego.

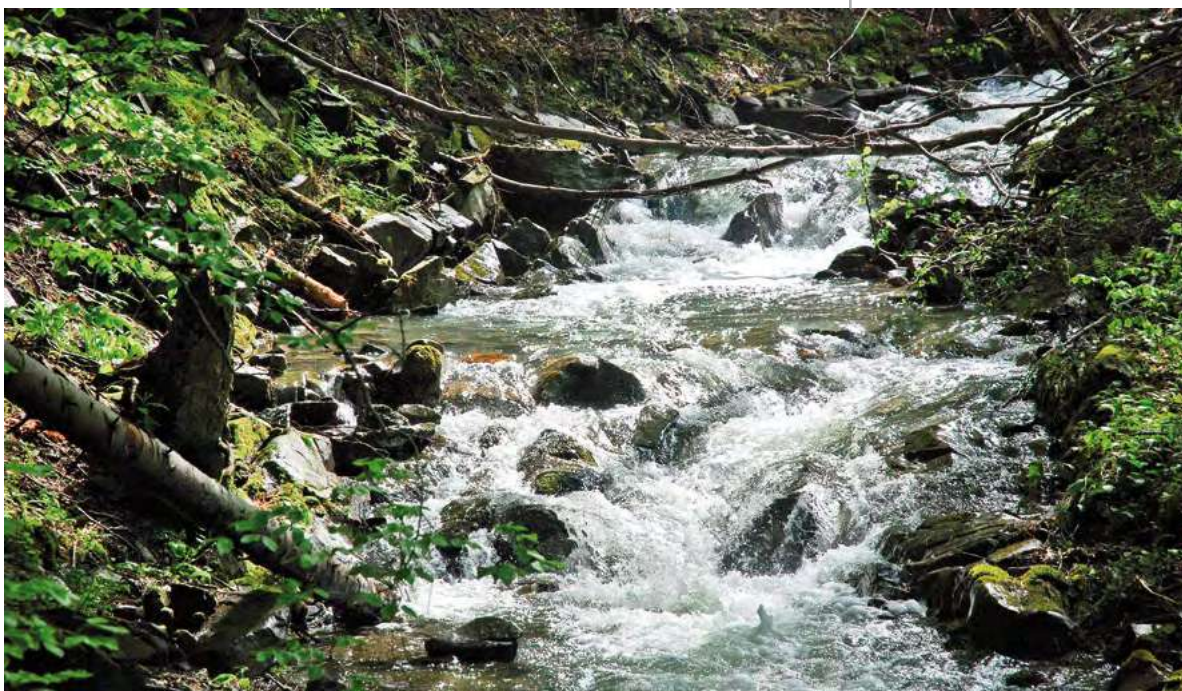
Jakość wód

Wody w Babiogórskim Parku Narodowym są dobrej jakości, o niskiej zawartości pierwiastków biogennych. Można je zaliczyć do wód najwyższej klasy jakości (Ia). Spełniają one wymagania stawiane wodom pitnym. Nawet w okresach dużego natężenia ruchu turystycznego nie stwierdzono zanieczyszczeń. Badania jakości wód przeprowadzone w latach 90. XX w., tzn. przed rozbudową schroniska turystycznego na Markowych Szczawinach i oddaniem do użytku nowej, w pełni sprawnej oczyszczalni ścieków (2009 r.), nie wykazały zwiększonej koncentracji składników chemicznych, szczególnie biogennych, świadczących o antropogenicznych źródłach zanieczyszczeń w często odwiedzanym Mokrym Stawku, a także w Błotnistym Potoku (Łajczak 2012). W zlewni tego potoku położone jest schronisko turystyczne użytkowane od ponad 100 lat.

Zagrożenia wód

W przeszłości zagrożenie dla jakości wód na obszarze obecnego Babiogórskiego Parku Narodowego stanowił wypas owiec i wołów, gospodarka leśna, napływ zanieczyszczeń atmosferycznych z pobliskich obszarów

▼ Potok Rybny
(fot. J. Fajak)



zasiedlonych i dalej położonych ośrodków przemysłowych, a także brak urządzeń sanitarnych, które powinny obsługiwać zwiększający się ruch turystyczny. Od utworzenia Parku Narodowego aż do chwili obecnej sytuacja pod tym względem ulega stopniowej poprawie. Aktualnie zawartość substancji w powietrzu mogących negatywnie oddziaływać na wody, mieści się w przyjętych normach (Projekt..., 2010). Pogorszenie jakości wód – zwłaszcza powierzchniowych – mogłoby nastąpić pod wpływem ruchu turystycznego. Jednak zainstalowanie przenośnych sanitariatów w obrębie Parku na Krowiarkach i przy drugiej serpentynie drogi karpackiej, a także przy granicy Parku na Markowych Rówieńkach i na Hali Śmietanowej, jak również oddanie do użytku w 2009 r. w pełni wydajnej oczyszczalni ścieków w schronisku turystycznym na Markowych Szczawinach, wyklucza możliwość bakte-



riologicznego zanieczyszczenia wód w BgPN. Biorąc pod uwagę uwarunkowania hydrogeologiczne i naturalny charakter gleb oraz szaty roślinnej Parku, można się spodziewać złagodzenia skutków ewentualnego lokalnego rozprzestrzeniania się zanieczyszczeń w środowisku wodnym.

Za realne zagrożenie dla jakości wód w BgPN należy uznać ruch pojazdów samochodowych drogą wojewódzką przez Krowiarki i jej utrzymanie w ciągu zimy, czego skutkiem może być odprowadzanie do wód substancji olejnych i chlorków. W młakach poniżej nasypu drogowego stwierdzono po sezonie zimowym zwiększoną zawartość jonów chlorkowych (Nicia i in. 2010).

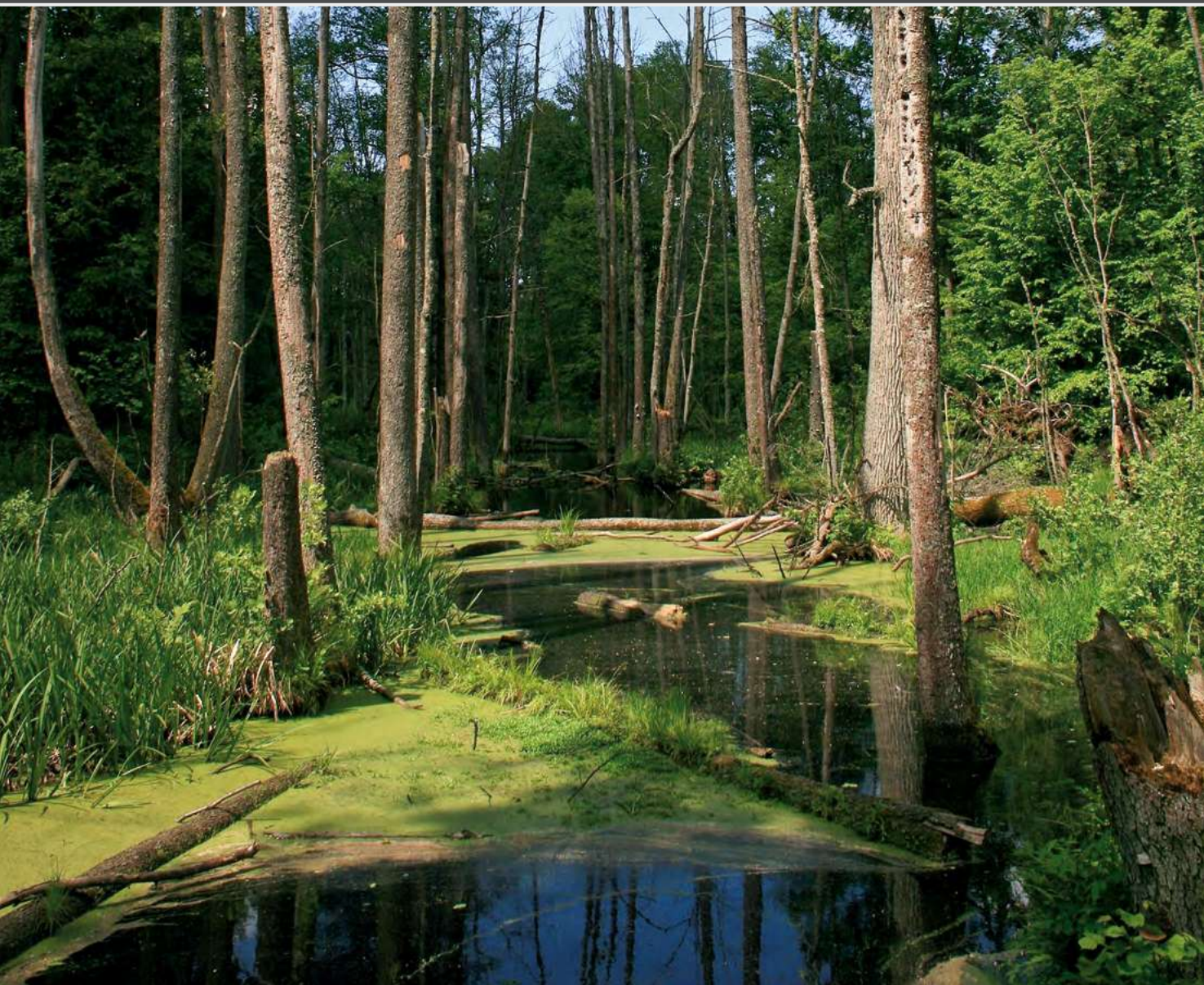


◀ Babia Góra
(fot. A. Śliwiński)



Wody w parkach narodowych Polski

BIAŁOWIESKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Koryto Braszczy

(fot. M. Karczewska)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Białowiecki Park Narodowy

Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska,
Małgorzata Karczewska



www.bpn.com.pl

Położenie

Białowiecki Park Narodowy (BPN) leży w środkowej części Puszczy Białowieckiej położonej po obu stronach granicy polsko-białoruskiej na obszarze o powierzchni 150 tys. km². Wschodnią krawędź Parku wyznacza granica państwowa z Białorusią, zachodnią stanowi Narewka, a północną – jej dopływ Braszcza. Południową granicę BPN wyznaczają Polana Białowiecka oraz Droga Browka. W skład Parku wchodzi 3 jednostki administracyjne: obręb ochronny „Orłówka”, obręb ochronny „Hwoźna” i Ośrodek Hodowli Żubrów (z trzema rezerwatami hodowlanymi i Rezerwatem Pokazowym Żubrów).

Główną część BPN zajmują najcenniejsze w Puszczy Białowieckiej obszary leśne położone w widłach Narewki i Hwoźnej. Jest to obszar ochrony ścisłej, który został wyłączony z użytkowania gospodarczego w 1921 r. W skład chronionego obszaru wchodzi także Park Pałacowy, Muzeum Przyrodniczo-Leśne, pracownie naukowe i baza turystyczna. Strefę ochronną Parku stanowią lasy należące do Administracji Lasów Państwowych, które od 1994 r. wchodzi w skład Leśnego Kompleksu Promocyjnego „Puszcza Białowiecka”. Od strony południowej, otulinę tworzą należące do Parku łąki i dawne użytki rolne, które sukcesywnie zarastają lasem.

Obszar BPN leży we wschodniej części Równiny Bielskiej, mezoregionu wchodzącego w skład Niziny Północnopodlaskiej. Makroregion ten stanowi fragment podprovincji Wysoczyzny Podlasko-Białoruskiej, które są częścią Niziny Zachodniorosyjskiej (Kondracki 2001). Administracyjnie, BPN znajduje się we wschodniej części województwa podlaskiego, w granicach powiatu hajnowskiego, w gminie Białowieża.



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 17 sierpnia 1932 r.
Powierzchnia: 105,2 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,35 km · km⁻²
Gęstość źródeł: brak danych
Liczba oczyszczalni ścieków: 1

Białowiecki Park Narodowy

miejsca, które warto zobaczyć



WARTO ZOBACZYĆ

• **Ścieżka „Tropem Żubra”** – turystyczna trasa pieszo-rowerowa o długości ok. 20 km, która łączy dwa miejsca zimowego dokarmiania żubrów: Kosy Most i Babią Górę. Ścieżka prowadzi nie tylko przez cenne zbiorowiska roślinne, lecz ukazuje również bogate wartości kulturowe Puszczy Białowieckiej. Na jej trasie znajdują się m.in. dolina Braszczy i stare puszczańskie wsie z tradycyjną drewnianą zabudową: Masiewo oraz Babia Góra.

Park jest położony w zlewni górnej Narwi, w widłach Narewki i jej dopływu – Braszczy. Ochroną ścisłą objęte jest 57,26 km² (54,4%), ochroną czynną 44,38 km² (42,2%), zaś ochroną krajobrazową – 3,53 km² (3,4%). Prawie 96% powierzchni BPN pokrywają lasy należące do geobotanicznego Działu Północnego.

Zgodnie z regionalizacją rolniczo-leśną, obszar Parku znajduje się w II Mazursko-Podlaskiej krainie przyrodniczo-leśnej, w Dzielnicy Puszczy Białowie-

skiej. Nieco ponad 7% obszaru Parku zajmują użytki rolne, a niecałe 0,1% – ekosystemy wodne.

Budowa geologiczna i rzeźba

Obszar Białowieskiego Parku Narodowego leży w obrębie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej w jednostce strukturalnej niższego rzędu zwanej obniżeniem podlaskim. Jest to płaska, łagodna niecka zbudowana



z prekambryjskich gnejsów i kwarcytów, nachylona w kierunku zachodnim. Obniżenie wypełniają skały paleozoiku. W spągowej części są to osady kambru rozcięte żyłami diabazów. Na nich leżą niezaburzone osady morskie ordowiku, syluru, permu, środkowego triasu, kredy oraz kenozoiku.

Bezpośrednie podłoże osadów czwartorzędowych stanowią utwory kredowe i trzeciorzędowe. Składają się na nie piaski, mułowce i piaskowce wapieniste (kreda środkowa), a także kreda pizująca oraz margle z krzemieniami

▲ Podtopiony fragment lasu
(fot. T. Palmowski)

(kreda górna). Osady trzeciorzędowe reprezentowane są przez margle, opoki i gezy glaukonitowe (eocen i oligocen) oraz piaski z przewarstwieniami piasków węglistych i wkładkami węgla brunatnego (miocen). Mają one różną miąższość i często się wyklinowują co sprawia, że podłoże osadów czwartorzędowych jest zróżnicowane hipsometrycznie.

Zdenudowaną powierzchnię osadów trzeciorzędowych przykrywają osady plejstoceny siedmiu kolejnych zlodowaceń: narwi, nidy, sanu 1, sanu 2, liwca, odry i warty. Są to sekwencje osadów glacialnych, fluwioglacialnych i zastoiskowych. Okresy nasunięć lądolodów przedzielały ciepłe okresy interglacjałów: augustowskiego, małopolskiego, mazowieckiego, zbójnowskiego, lubelskiego i eemskiego. Dominacja glin zwałowych w obrębie osadów starszych zlodowaceń, brak poziomów międzymorenowych lub ich szczątkowy charakter wskazują, że wszystkie transgresje lądolodu kończyły się silnymi procesami erozyjnymi.

Dzisiejszą rzeźbę BPN ostatecznie ukształtowało zlodowacenie warty. Zaznaczyło się dwoma poziomami gliny zwałowej, rozdzielonymi serią łąk zastoiskowych, których miąższość, na północnym skraju Puszczy Białowieskiej osiąga 30 m. U schyłku zlodowacenia warty część zabagnionych obniżzeń i jezior łączyły doliny, w których odbywała się sedimentacja eemskich utworów rzecznych, przykrytych obecnie deluwiami.

Podczas zlodowacenia wisły cały obszar Parku znalazł się w strefie perylglacialnej. Procesy wzmożonej denudacji prowadziły do łagodzenia form pagórkowatych i zapewnienia obniżzeń. Dość powszechne są też ślady wietrzenia mrozowego m.in. w postaci poziomów kamienistych i graniaków.

W holocenie, w wyniku erozji, większe doliny rzeczne zostały pogłębione i przemodelowane. Nieckowate obniżenia terenu były wypełniane utworami biogenicznymi i mineralno-biogenicznymi.

Obszar BPN jest fragmentem staroglacjalnej wysoczyzny morenowej, powstałej w wyniku rozpadu i wytapiania się martwych lodów zlodowacenia warty, przemodelowanej w wyniku erozji interglacialnej i denudacji perylglacialnej. Krajobraz Parku jest zatem dość monotony i ma charakter płaskiej, miejscami falistej równiny, o rzędnych od 135 do 170 m n.p.m. Najwyżej położone tereny przy południowych granicach Parku i w strefie przygranicznej osiągają maksymalnie 176,3 m n.p.m. (Babia Góra). W środkowej i północnej części, równina jest rozmyta i tworzy drobne płyty z innymi formami rzeźby. Budują ją czerwone i brunatne gliny morenowe z licznymi otoczakami o zmiennej miąższości. Miejscami pokrywają ją głązy narzutowe. W obrębie równiny, licznie występują wytopiska, często zabagnione. Na dnie tych wytopiskowych niecek lub na ich obrzeżu występują pojedynczo lub zespołowo niewielkie pagórki morenowe. Większość dużych form wytopiskowych jest połączona dolinami wód roztopowych (np. Narewki i Hwoźnej).

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wilczy Szlak** – zielony szlak prowadzący przez grąd, ols i łąg poprzez obręb ochronny „Hwoźna” aż do Kosego Mostu. Rozpoczyna się przy osadzie leśnej Zamosze. Przy ścieżce można spotkać głąz narzutowy, ogromny dąb pomnikowy, strugę Sirotę i tzw. składnicę Szpulową oraz podziwiać dolinę Narewki. Szlak kończy się w miejscowości Narewka; jego długość na terenie BPN wynosi 11,5 km.



▲ Początek Wilczego Szlaku (fot. M. Karczewska)

Obszar północno-wschodniej części Parku oraz tereny na północ od strugi Przedzielna, zajmuje falista równina moreny ablacyjnej (160–190 m n.p.m.) wyniesiona od 10 do 15 m ponad równinę moreny dennej. Budują ją piaski gliniaste, zaglinione żwiry i silnie spiaszczone gliny. W jej obrębie liczone są pagórki i wzgórza kemowe.

W rzeźbie Parku zaznaczają się też formy piasków eolicznych: liczne pagórki wydmore, wydmy paraboliczne i wały wydmore. Większość tych form występuje na północ od doliny Hwoźnej. Z terenami wydmowymi związane są niecki deflacyjne i obniżenia międzywydmore wypełnione obecnie płytkimi torfami.



WARTO ZOBACZYĆ

• **Szlak wokół uroczyska Głuszec** – czerwony szlak rozpoczynający się we wsi Stare Masiewo. Ukazuje torfowisko wysokie z mszarem sosnowym i torfowo-brzozowym lasem bagiennym oraz kompleks borów sosnowych. Wędrując szlakiem można zobaczyć ekspozycję leśnej kolejki wąskotorowej z parowozem i wagonikami, ślady mierzla do wypalania węgla drzewnego i cmentarz ewangelicki pochodzący z XIX w. Długość szlaku wynosi 7,2 km, z czego 5,5 km biegnie na terenie BPN.

◀ Koryto Narewki
(fot. M. Karczewska)

◀ Hwoźna
(fot. M. Karczewska)

Współczesne doliny Narewki, Hwoźnej i Łutowni mają dobrze wykształcone równiny zalewowe. W dolinach Narewki i Hwoźnej zachowały się relikto-
we powierzchnie terasy nadzalewowej, wznoszącej się średnio od 2 do 5 m ponad współczesny poziom równiny zalewowej. Terasa ta istniała już ok. 20 tys. lat temu.

Intensywny rozwój procesów bagiennych na początku holocenu, doprowadził do wypełnienia torfami większości zagłębień bezodpływowych, a także długich odcinków dolin rzecznych. Tworzą one obecnie równiny akumulacji biogenicznej.

Wody podziemne

Na całym obszarze Białowieskiego Parku Narodowego występuje czwartorzędowe piętro wodonośne wykształcone w postaci naprzemianległych glin oraz serii piaszczysto-żwirowych. Pierwszy poziom wód podziemnych w BPN pojawia się na ogół na głębokości od 0 do 5 m; tylko na niewielkich powierzchniach zwierciadło wody gruntowej występuje głębiej. Pod siedliskami świeżymi, zwierciadło wody znajduje się poniżej zasięgu systemu korzeniowego – zwykle na głębokości 2,8 m p.p.t. W obrębie siedlisk wilgotnych wody gruntowe leżą płycej – średnio 1,3 m p.p.t., natomiast w siedliskach bagiennych 0,2 m p.p.t.

Zasoby wód gruntowych BPN zwiększają się zwykle wskutek infiltracji wód opadowych i roztopowych. W czasie półrocza ciepłego (V–X) zwier-



WARTO ZOBACZYĆ

- **Carska Tropina** – szlak prowadzący starą drogą usypaną jeszcze za czasów carskich wzdłuż doliny Narewki, przez dobrze zachowane zbiorowiska leśne grądu i łągu olszowo-jesionowego. Rozpoczyna się w sąsiedztwie składnicy przed Kosym Mostem, gdzie znajduje się parking samochodowy. Jednym z ciekawych miejsc jest punkt widokowy nawiązujący architekturą do tradycyjnych brogów, skąd rozciąga się widok na Narewkę oraz obszar ochrony ścisłej BPN. Długość szlaku wynosi 5,5 km.

◀ Carska Tropina
(fot. M. Karczevska)



◀ Posterunek limnometryczny i wodowskaz w korycie Siroty (fot. M. Karczewska)

ciadło wody obniża się głównie w wyniku ewapotranspiracji i odpływu podziemnego (Pierzgalski i in. 2006).

Obszar BPN należy do jednolitej części wód podziemnych nr 55 (zlewnia górnej Narwi) stanowiącej południowo-wschodnią część Regionu Narwi, Pregoły i Niemna (Nowakowski, Nowicki 2007). Współczynnik przewodności poziomu wodonośnego nie jest wysoki i nie przekracza $100 \text{ m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$. Występują tutaj najczęściej wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, sporadycznie $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Mineralizacja jest stosunkowo niska, wynosi od 350 do $450 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$; wody są słabo zasadowe.

Wody powierzchniowe

Sieć rzeczna Białowieskiego Parku Narodowego jest słabo rozwinięta i ma charakter inicjalny. Głównymi rzekami na terenie Parku są Narewka (lewostronny dopływ Narwi) i jej dwa prawe dopływy: Hwoźna i Orłówka. Narewka wypływa z bagien Dzikiego Nikoru na Białorusi, kilka kilometrów od granicy z Polską. Na terenie BPN Narewkę zasilają 4 rzeki: Hwoźna, Orłówka, Łutownia i Przedzielna, a przy północnej granicy Parku również Braszcza.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Łutownia** – rzeka przepływająca przez uroczysko Stara Białowieża, na którym w ostatnich latach odkryto ślady osady słowiańskiej z IX w. i gdzie kiedyś znajdował się dwór myśliwski Zygmunta I Starego. W wodach łutowni znaleziono w 1967 r. szczątki mamuta (Bajko 2012). W jej dolinie znajdują się wczesnośredniowieczne kurhany oraz pozostałości po siedemnastowiecznych smolarniach i węglarniach. Jest to również bardzo dobre miejsce do obserwacji ptaków.



▲ Łutownia (fot. M. Karczewska)



◀ Orłówka
(fot. M. Karczevska)



◀ Orłówka
(fot. M. Karczevska)



▲ Przedzielna
(fot. M. Karczevska)

◀ Łutownia
(fot. M. Karczevska)



Narewka ma reżim hydrologiczny typowy dla rzek nizinnych. Charakteryzują go wywołane roztopami wezbrania wiosenne, w czasie których rzeka ta często wylewa, oraz dość wyrównane przepływy letnie. W okresie wegetacyjnym koryto porasta dość intensywnie roślinność wodna i szuwarowa. Średni roczny przepływ Narewki poniżej ujścia Braszczy wynosi $1,03 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Największy obszar BPN (44,5% jego powierzchni) odwadnia system Hwoźnej. Struga ta wyptywa z Bagien Czadelskich na Białorusi. Dolina ciek ma szerokość ok. 0,5 km i na całej długości jest podmokła. Głównymi jej dopływami są płynące w granicach Parku strugi: Sirota, Jaszczurki i ciek bez nazwy. Są to ciek okresowe. Powierzchnia zlewni Hwoźnej zajmuje $51,4 \text{ km}^2$ (w granicach Polski – $44,1 \text{ km}^2$). Struga ta oddziela obręb ochronny „Orłówka” od obrębu ochronnego „Hwoźna” i stanowi północną granicę obszaru ochrony ścisłej.

Kolejny dopływ Narewki – Orłówka (dawniej nazywana Jelarką) odwadnia 16,3% powierzchni Parku. Struga ta przepływa przez środek rezerwatu ścisłego w obrębie ochronnym „Orłówka” i drenuje obszar o powierzchni $16,15 \text{ km}^2$. Orłówka wyptywa z uroczyska Wielka Kletna. Koryto ciek jest słabo wcięte w równinę moreny dennej, a dolina wąska i zatorfiona. Długość ciek zmienia się w ciągu roku od 1 do 7 km.

Struga Braszcza wpływa do Narewki jako jej prawostronny dopływ, wyznaczając północną granicę BPN. Podobnie jak większość cieków Puszczy Białowieskiej wyptywa ona z bagien. Długość ciek wynosi od 5 do 9 km. Zlewnia tej strugi w granicach BPN stanowi 4,1% jego powierzchni.

Niewielki obszar BPN odwadniają dwa lewe dopływy Narewki – Łutownia i Przedzielna, które jedynie w dolnym biegu przepływają przez Park. Łutownia, największy dopływ Narewki, uchodzi do niej po ominięciu uroczyska Stara Białowieża. Drenuje ona obszar 121 km^2 , co stanowi 21% powierzchni Puszczy Białowieskiej znajdującej się w granicach Polski. Spadek rzeki jest niewielki (0,93‰). Jedynie ujściowy odcinek Łutowni o długości 2,3 km, znajduje się na terenie BPN. Rzeka płynie tu doliną, której szerokość miejscami wynosi ponad 100 m. Łutownia cechuje się stabilnymi warunkami alimentacji wody. Średni roczny przepływ wynosi $0,44 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Pierzgałski i in. 2006). Wysokie wezbrania powodujące lokalne wylewy wody z koryta zdarzają się raz na dwa lata i występują najczęściej od marca do maja. Co trzy lub cztery lata wylewy pojawiają się od czerwca do sierpnia (Kucharska i in. 1984).

Przedzielna płynie do Narewki w kierunku wschodnim przez Wilcze Bagna i wpada do niej powyżej ujścia Hwoźnej. Ma 8,2 km długości, ale w okresach suchych na znacznym odcinku wysycha.

Już w XVIII w. zmieniono warunki odpływu Narewki. Pod koniec XIX w. dostosowano do potrzeb transportu drewna także Łutownię i Hwoźną oraz ponownie uregulowano Narewkę, prostując jej koryto i likwidując meandry.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Orłówka** – rzeka, nad którą odkryto pierwsze w Polsce stanowisko sporocysty *Leucochloridium paradoxum* Carus. T. Pojmańska, prowadząc na nadrzecznej łące badania nad fauną pasożytniczą ślimaków lądowych w BPN, znalazła jeden egzemplarz bursztyнки pospolitej zarażonej *Leucochloridium paradoxum* Carus. Mykolog T. Majewski, w 1973 r. na rozkładającym się owocniku huby, w łęgu na brzegach Orłówki, znalazł pewien nieznan dotąd okaz z rodziny owadomórków, który w 1986 r. opisał jako nowy gatunek *Euphoriomyces hugertii* (Bajko 2012). Orłówka jest też często inspiracją dla artystów, malarzy, poetów i fotografików. Jej rozlewisko można podziwiać wędrując przedłużoną trasą turystyczną w obrębie ochronnym „Orłówka”. Ścieżka ta jest dostępna po uzyskaniu zgody dyrektora BPN.

W dolinach tych rzek prowadzono też prace melioracyjne (głównie odwadniająca). Na niewielkich fragmentach doliny Narewki (od granicy państwa do obszaru ochrony ścisłej), w latach 60. XX w. wykonano urządzenia tzw. szczegółowych melioracji. Istotny wpływ na reżim hydrologiczny Narewki i Hwoźnej miało też odwodnienie ich obszarów źródłkowych, dawniej rozległych bagien.

W BPN nie ma większych zbiorników wodnych oprócz dwóch stawów na Polanie Białowieskiej. Natomiast sporo jest małych form zbiornikowych głównie w dolinach Narewki, Orłówki, Hwoźnej i Braszczy (Pierzgalski 2010).

Istotnym elementem sieci hydrograficznej BPN są bagna śródleśne. Są to zarówno torfowiska wysokie (mszarne), przejściowe, jak i niskie. Niektóre z nich są obszarami źródłkowymi cieków puszczańskich. Torfowiska zajmują ok. 15% powierzchni BPN. W większości porasta je las. Torfowiska mszarne są płytkie. Torfowiska niskie mają pochodzenie szuwarowo-turzycowe lub olsowe. Większość utworów torfowych ma genę paludyfikacyjną. Wy-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Park Pałacowy** – zaprojektowany w duchu naturalistycznym z nieregularnym układem alejek spacerowych oraz Narewką i stawami położonymi w południowej części Parku. Dwa stawy wykopane zostały pod koniec XIX w. Znajdują

▼ Kwitnąca wełnianka na torfowisku w dolinie Hwoźnej (fot. M. Karczevska)



jątkiem jest torfowisko w uroczysku Głuszec, które powstało przez zarośnięcie płytkiego zbiornika wodnego (Kujawa-Pawlaczyk, Stańko 2010).

Wśród roślinności ekosystemów torfowiskowych i bagiennych BPN znajdują się również siedliska Natura 2000: 91 D0-1 Brzezina bagienna, 91 D0-2 Bór sosnowy bagienny, 91 D0-5 Borealna świerczyna bagienna, 91 D0-6 Sosnowo-brzozowy las bagienny.

Na zarastających torfowiskach soligenicznych w dolinie Narewki niewielkie powierzchnie zajmują zarośla brzozy niskiej (*Betula humilis*; relikw polodowcowy) i wierzby rokity (*Salix rosmarinifolia*). Tworzą one zbiorowisko subborealne (*Betulo-Salicetum repentis*). W dolinach rzecznych BPN występują liczne turzycy: *Carex dioica*, *Carex disperma*, *Carex loliacea*, *Carex vaginata* oraz inne ciekawe gatunki roślin, takie jak: groszek błotny (*Lathyrus palustris*), konietlica syberyjska (*Trisetum sibiricum*), wielosił błękitny (*Polemonium coeruleum*), czarcikęsik Kluka (*Succisella inflexa*), goryczka wąskolistna (*Gentiana pneumonante*) oraz fiołek torfowy (*Viola epipsila*). Obserwator może wśród łąk wypatrzyć żubry (*Bison bonasus*), bobry (*Castor fiber*), pojedyncze łosie (*Alces alces*), a nawet wilki (*Canis lupus*) i rysie (*Lynx lynx*).

Różnorodność gatunkową dolin cieków wzbogacają liczne gatunki ptaków, m.in.: orlik krzykliwy (*Aquila pomarina*), błotniaki stawowy (*Circus aeruginosus*) i zbożowy (*Circus cyaneus*), żuraw (*Grus grus*), bociany czarny (*Ciconia nigra*) i biały (*Ciconia ciconia*), derkacz (*Crex crex*), dziwonia (*Carpodacus erythrinus*) oraz zimorodek (*Alcedo atthis*).

Wykorzystanie wód

Zgodnie z Zarządzeniem nr 4/2011 Dyrektora Białowieskiego Parku Narodowego z dnia 15 lutego 2011 r. w sprawie zasad udostępniania turystycznego BPN, na terenie parku objętym ochroną czynną nie można pływać po Narewce kajakami, pontonami i innym sprzętem wodnym.

Jakość wód

Wody powierzchniowe Białowieskiego Parku Narodowego mieszczą się w granicach ustalonych dla wód I klasy jakości (pH, przewodność elektrolityczna, stężenia: SO_4 , Cl, Ca, Mg, N-NH₄, N-NO₃, stężenia cynku, miedzi, glinu, kadmu i ołowiu). W wodach cieków niekorzystna jest natomiast zawartość rozpuszczonego węgla organicznego (Miniuk 1998, Pierzgalski 2010, Skorbiłowicz i in. 2008).

się na nich sztuczne wyspy porośnięte kępami drzew i krzewami. Ziemię ze stawów użyto do pokrycia wzgórz, na którym w latach 1889–94 wybudowano pałac carski. Stawy są przedzielone szeroką groblą, na której znajduje się najstarszy zabytek Białowieży – obelisk, upamiętniający polowanie królewskie z 1752 r. Na stawach są zarządzane Zawody Karpiove o Puchar Żubra. W Parku Pałacowym znajduje się również zespół zabytkowych budynków historycznych, w większości zbudowanych w okresie wznoszenia pałacu. Szczególną uwagę zwraca najstarszy w okolicy, drewniany dworek położony nad stawem. Wybudowano go w 1845 r. dla namiestnika tzw. Północno-Zachodniego Kraju (Bajko 2012). Mieści się w nim Ośrodek Edukacji Przyrodniczej BPN im. Jana Jerzego Karpińskiego. Park Pałacowy to jedyne w Polsce istniejące założenie ogrodowe towarzyszące carskiej rezydencji myśliwskiej i jedyne duży i dobrze zachowany historyczny park funkcjonujący na obszarze południowego Podlasia. W Parku znajduje się również Dyrekcja Białowieskiego Parku Narodowego wraz z Muzeum Przyrodniczo-Leśnym i Pokojami Gościnnymi.



◀ Koszone łąki
w dolinie Narewki
(fot. M. Karczewska)

Zagrożenia wód

Zmiany klimatyczne, hydrologiczne i oddziaływania antropogeniczne prowadzą do zmian bioróżnorodności w ekosystemach puszczy. Ekosystemy torfowiskowe i bagiennne są bardzo czułe i wrażliwe na te zmiany. Najważniejszymi zagrożeniami siedlisk bagiennych w Białowieskim Parku Narodowym są: obniżanie poziomu wód gruntowych, zwłaszcza w zlewni Narewki i Hwoźnej, eutrofizacja siedlisk, humifikacja torfu, zanikanie otwartych terenów torfowiskowych oraz cennych gatunków mszaków i bagiennych roślin naczyniowych.

Głównymi zagrożeniami dla funkcjonowania ekosystemów wodnych w BPN są:

- obniżanie się poziomu wód gruntowych, zwłaszcza w dolinach,
- okresowe wysychanie cieków i zanikanie małych zbiorników wodnych,
- transgraniczny dopływ zanieczyszczeń do Hwoźnej i Narewki,
- antropopresja w obrębie otuliny puszczy,
- zarastanie dolin rzecznych wskutek ich osuszenia i wstrzymania koszeń,
- zarastanie starorzeczy,
- brak lub nieodpowiedni stan urządzeń zapobiegających zmniejszaniu się zasobów wodnych.

Zadania Parku obejmują przeciwdziałanie niektórym zagrożeniom. Przykładem ochrony czynnej w ekosystemach nieleśnych jest wykaszanie i odkrzaczanie łąk w dolinach rzek, łąk śródlęśnych i terenów po dawnych składnicach drewna w obrębie ochronnym „Hwoźna”. Są one miejscem występowania wielu cennych i rzadkich gatunków roślin (m.in. goryczki wąskolistnej, groszku błotnego, bliźniczki psiej trawki, czarcikęsika Kluka, storczy-

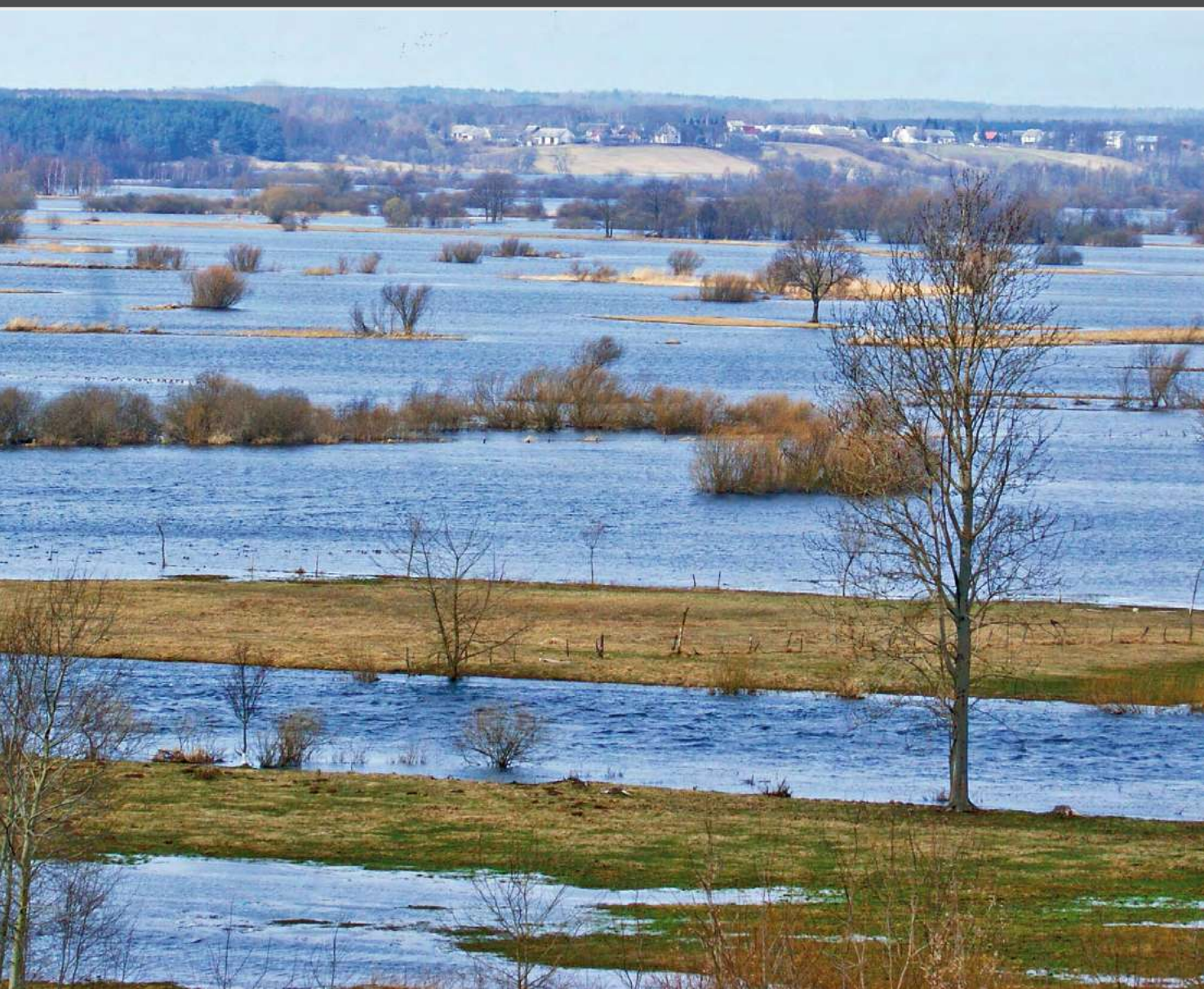


ków) oraz rzadkich gatunków ptaków (derkacz, bekas krzyk, orlik krzykliwy). Ochroną czynną objęta jest łącznie powierzchnia 4104,63 ha. Wykonywana jest również ochrona walorów krajobrazowych. Aktualnie, w BPN następuje wdrażanie zautomatyzowanego systemu monitorowania wód gruntowych i powierzchniowych.

▼ Stawy w Parku Pałacowym
(fot. M. Szymura)



Wody w parkach narodowych Polski
BIEBRZAŃSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Biebrza w Basenie Dolnym

(fot. M. Arciszewski)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Biebrzański Park Narodowy

Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk



www.biebrza.org.pl

Położenie

Biebrzański Park Narodowy (BbPN) jest położony w mezoregionie Kotliny Biebrzańskiej, należącym do makroregionu Nizina Północnopodlaska (Kondracki 2001). Jest on największym parkiem narodowym w Polsce. Znajduje się ok. 40 km w kierunku północno-zachodnim od Białegostoku. Obszar BbPN składa się z trzech, geomorfologicznie odrębnych części: Basenu Górnego Biebrzy, Basenu Środkowego Biebrzy i Basenu Dolnego Biebrzy (Mioduszeński, Wassen 2000; Sieńko, Grygoruk 2003), zwanych też Kotlinami Biebrzy: Górnej, Środkowej i Dolnej (Banaszuk 2001, Okruszko 1991). Park obejmuje swoim zasięgiem bagienną dolinę Biebrzy na odcinku od wsi Koniuszki (połączenie Biebrzy z Niedźwiedzicą) do ujścia Biebrzy do Narwi. W granicach BbPN znalazły się jedynie niewielkie wsie: Gugny, Budy, Sośnia, Budne i Olszowa Droga. Ponad 9,54 km² powierzchni BbPN pokrywa woda (1,6%). Obszary leśne zajmują 155,44 km² (26%), grunty rolne – 181,80 km² (31%), a tzw. nieużytki, które są głównie terenami bagiennie-torfowymi – 254,95 km² (43%). Najbardziej cennymi przyrodniczo ekosystemami w BbPN są obszary torfowe.

Wokół Parku utworzono otulinę o powierzchni 668,24 km². Obejmuje ona fragmenty przylegających do Kotliny Biebrzańskiej mezoregionów: Wzgórz Sokólskich, Wysoczyzny Białostockiej, Wysoczyzny Kolneńskiej i Doliny Górnej Narwi. W granicach BbPN znajduje się również osiem wyłączonych z niego enklaw, obejmujących głównie „wyspy mineralne” w obrębie Kotliny Biebrzańskiej, zajęte przeważnie pod uprawy, łąki i osadnictwo. Ochronie ścisłej w BbPN podlega obszar o powierzchni 50,75 km² (w tym dawny rezerwat „Czerwone Bagno”).

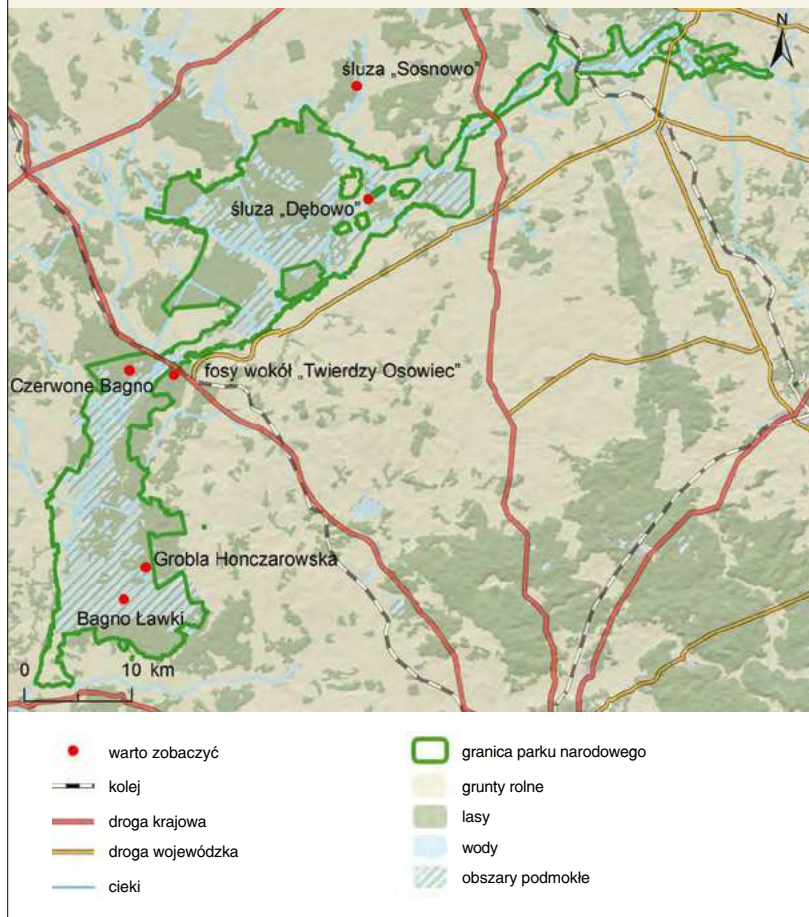


METRYKA PARKU

Data utworzenia: 9 września 1993 r.
Powierzchnia: 592,23 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,45 km · km⁻²
Gęstość źródeł: brak danych
Liczba oczyszczalni ścieków: 10

Biebrzański Park Narodowy

miejsca, które warto zobaczyć



WARTO ZOBACZYĆ

- Fosa wokół „Twierdzy Osowiec”** – należą do systemu fortyfikacji rosyjskiej twierdzy z lat 1880–1890. Długość fos wokół lewobrzeżnych elementów twierdzy w pierścieniu zewnętrznym wynosi 9,2 km, zaś w pierścieniach wewnętrznych 2,9 i 1,0 km. Na prawym brzegu rzeka opływa Fort Zarieczny, zwany inaczej Białym. Łączna długość fos wynosi 15,8 km. Poziom wody w pierścieniu okalającym Fort Centralny jest stały, co do dziś jest zagadką (Skąpski 2003). Fosa twierdzy osowieckiej są „kolebką” wszystkich współczesnych polskich bobrów. Zwierzęta te, jeszcze w XIX w., zostały całkowicie wytępione na ziemiach polskich. Po II wojnie światowej, aby przywrócić ich populację, sprowadzono kilka par z Białorusi do fosa okalającej Fort Centralny. Potomkowie miejscowych bobrów-pionierów, wędrując dolinami rzek, rozprzestrzenili się po całej Polsce.

Szata roślinna BbPN odznacza się dużą różnorodnością, wysokim stopniem naturalności i obecnością wielu rzadkich gatunków. Sprzyjające warunki rozwoju znajdują tu rośliny pochodzenia północnego i relikty glacialne. Ogółem na obszarze Kotliny Biebrzańskiej i BbPN stwierdzono obecność 1015 gatunków roślin naczyniowych. Na szczególną uwagę zasługuje wyjątkowo duża reprezentacja gatunków turzyc oraz wierzb. Wśród nich 90 jest objętych ochroną ścisłą, zaś 45 znalazło się na „Czerwonej Liście Roślin Naczyniowych Zagrożonych w Polsce”, jako gatunki ginące bądź zagrożone wyginięciem (m.in. kosaciec bezlistny, szachownica kostkowata, fiołek torfowy, wetnianeczka alpejska i wierzba borówkolistna). Ogromnym walorem Doliny Biebrzy jest zachowana dwukierunkowa strefowość ekologiczna, tj. poprzeczna i podłużna strefowość siedliskowo-roślinna, uwarun-

kowana zróżnicowaniem warunków hydrologicznych. Najlepiej jest ona wykształcona w Basenie Dolnym Biebrzy i dość wyraźnie w Basenie Środkowym. Niezwykle interesujące i bogate pod względem florystycznym są liczne wyspy mineralne (grądy, grądziki). Flora biebrzańskich grądów, stanowiących niecały 1% powierzchni BbPN, zawiera ponad 80% gatunków flory występującej w całej Kotlinie Biebrzy (Werpachowski 2005).

Ze względu na wyjątkowy charakter tych obszarów, bardzo zróżnicowaną faunę, a w szczególności bogaty świat ptaków, BbPN został umieszczony w roku 1995 na liście obszarów chronionych konwencją RAMSAR (www.ramsar.org). Park należy również do europejskiej sieci ekologicznej ECONET oraz w całości do sieci NATURA 2000 (Kotowski i in. 1999). Obszar chroniony w obrębie BbPN jest bardzo cenny z powodu swej naturalności oraz bogactwa występującej tu flory i fauny. Dolina Biebrzy, a zwłaszcza Basen Dolny, jest unikatową w skali Europy enklawą dla ptaków wodno-błotnych oraz drapieżnych, uznawaną przez wiele organizacji ekologicznych za obszar o znaczeniu globalnym w ochronie wędrownego ptactwa.

Obszar BbPN przecinają trzy drogi ważne w skali województwa podlaskiego: w Sztabinie – droga krajowa nr 8 (Białystok – Suwałki), stanowiąca polski odcinek międzynarodowej trasy E67, w Osowcu – droga krajowa nr 65 (Białystok – Elk) oraz droga krajowa nr 64 (Białystok – Łomża) w Wiźnie.

Budowa geologiczna i rzeźba

Podłoże krystaliczne na terenie Kotliny Biebrzańskiej budują przeważnie gnejsy i kwarcyty, a jego głębokość waha się od 558 m p.p.t. w Dzięciołowie do 825 m p.p.t. w Miłuszach. Na skałach prekambryjskich najczęściej zalegają



◀ Roślinność wodna w rzece
(fot. M. Arciszewski)

utwory jury środkowej i górnej (wapienie, mułowce, margle ilaste, iłowce, piaski) oraz kredy (kreda pizująca, margle, piaski glaukonitowe i piaskowce). Skąły wieku kredowego na całym niemal obszarze są przykryte przez utwory trzeciorzędowe (gezy i margle, piaski kwarcowo-glaukonitowe). Największą miąższość osadów czwartorzędowych na obszarze BbPN stwierdzono w Kotlinie Biebrzy Środkowej i Kotlinie Biebrzy Górnej, gdzie dochodzi ona do 160 m. W Kotlinie Biebrzy Dolnej, miąższość utworów czwartorzędowych osiąga 130–140 m (Banaszuk, Banaszuk 2004b).

Dzisiejszy stan wiedzy na temat genezy Pradoliny Biebrzy wiąże początki jej formowania ze schyłkowym okresem zlodowacenia warty. Łądolód tego zlodowacenia na skutek deglacjacji arealnej pozostawił po sobie wiele form wytopiskowych, moren martwego lodu oraz kemów. W dużych za-



◀ Biebrza
w okolicach Burzyna
(fot. M. Arciszewski)

głębiach takich jak Kotlina Biebrzańska, bryły martwego lodu wytapiały się najdłużej. W misach wytopiskowych na początku holocenu doszło do wytworzenia pierwszych pokładów torfu i w dalszej kolejności jezior, które stopniowo wypełniały się pokładami gytii i torfów mszystych. Miejsca te stawały się równocześnie centrami, wokół których powstawały zabagnienia, gdyż dochodziło tam do hamowania przepływu wód. Po wytopieniu się ostatnich brył martwego lodu i ustaniu odpływu wód roztopowych, powierzchnię dna Kotliny Biebrzańskiej modelowały rzeki oraz wiatr. Pradolina Biebrzy funkcjonowała w czasie zlodowacenia Wisły. Rozwój torfowisk niskich w dnie doliny Biebrzy uwarunkowany był, i jest nadal, napływającymi do niej wodami podziemnymi oraz okresowo wodami wezbraniowymi rzeki (Żurek 2005). W Kotlinie Biebrzańskiej występują współcześnie trzy typy zasilania mokradł: poligeniczny (zasilanie mieszane; okresowo zmienne), topogeniczny (zasilanie przez wody podziemne) i fluwiogeniczny (zasilanie przez wody wezbraniowe Biebrzy).

Basen Północny, zwany też Basenem Górnym Biebrzy, obejmuje 34-kilometrowy odcinek doliny o szerokości od 1,5 do 7 km. Złóża torfu osiągają tu miąższość 3–6 m i miejscami są podścielone gytią. Występują tu torfy

mechowskie, związane z zasilaniem poligenicznym wodami naporowymi i roślinnością emersyjną (Dembek i in. 2005). Cechą charakterystyczną rzeźby terenu Basenu Górnego jest obecność ostańców morenowych (Wyspa Sztabińska, Kropiwno, Jałowo, Rogożyniec, Rogożyn Stary). Basen Środkowy ma kształt zbliżony do trapezu o wymiarach 20 na 40 km. Jest to kompleks torfowisk o powierzchni ok. 450 km² i miąższości torfu od 1 do 3 m. W północnej jego części, pod złożami torfu zalega piasek i żwir, a w południowej – glina. W spągu złóż torfowych występują torfy mszyste i turzycowo-mszyste, związane z zastoiskami wód gruntowych. W wyższych warstwach dominują w strefach przyrzecznych fluwiogeniczne torfy szuwarowe, na obszarach leżących dalej od koryt rzecznych – fluwio- i poligeniczne torfy turzycowiskowe i mechowskie na torfach szuwarowych, a na wyżej położonych terenach – torfy turzycowiskowe i mechowskie na torfach olesowych. Basen Środkowy wyróżniają otoczone torfowiskami rozległe, piaszczyste wydmy, ukształtowane w wyniku procesów eolicznych. Basen Południowy, najbardziej naturalny w dolinie Biebrzy, ma kształt rynny o długości 35 km i szerokości od 12 do 15 km. Torfowiska o miąższości torfu 1–2 m zajmują tu powierzchnię ok. 210 km². Duże zróżnicowanie warunków hydrologiczno-siedliskowych w dolinie zadecydowało o wykształceniu się złóż torfu o zróżnicowanej budowie i pokryciu (szuwały trzcinowo-turzycowe, zbiorowiska turzycowo-mszyste, szuwały trzcinowe, olsy). W północno-wschodniej części Basenu Południowego występuje pas wydym oraz niewielkie wyniesienia mineralne zwane „grądzikami”. Wzdłuż koryta rzeki rozciąga się strefa mułowa o szerokości 1–2 km z licznymi starorzeczami i zakolami (Dembek i in. 2005).

Wody podziemne

Obszar zlewni Biebrzy jest położony na terenach zaklasyfikowanych do dwóch regionów hydrogeologicznych: suwalsko-podlaskiego oraz podlaskiego i leży w obrębie Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 217 (Pradolina Biebrzy); stanowi fragment jednolitej części wód podziemnych nr 55. Szacunkowe zasoby dyspozycyjne GZWP nr 217 wynoszą ok. 200 tys. m³·d⁻¹ (Małacka i in. 2007; Nowakowski, Nowicki, 2007). Głównym i często jedynym zbiornikiem wód podziemnych są utwory czwartorzędowe. Poza nimi większe ilości wód podziemnych mogą występować lokalnie w skałach kredowych oraz osadach trzeciorzędowych. System wodonośny zlewni podziemnej w utworach czwartorzędowych ma charakter wielopoziomowego zbiornika, w którym wyróżnia się poziom przypowierzchniowy o zwierciadle swobodnym i poziomy międzymorenowe o charakterze naporowym. Warstwy wodonośne mają najczęściej miąższość 20–50 m, a wodonościami

WARTO ZOBACZYĆ

• **Bagno Ławki** – rozległe bagna, torfowiska niskie i łąki w Basenie Dolnym Biebrzy, które przez stulecia dostarczały siano. Obecnie ze względu na trudności w użytkowaniu zaprzestano ich koszenia i wypasania zwierząt. Intensywne wykaszanie sprawiło, że Bagno Ławki było porośnięte przez niskie zbiorowiska turzycowo-mszyste. Siedliska te są miejscem gniazdowania wielu rzadkich gatunków ptaków. Ze względu na wiosenne zalewy, koszenie tych łąk wykonywano już po zakończeniu większości ptasich lęgów. Zaprzestanie koszenia spowodowało zarastanie wierzbami i trzciną, przez co powierzchnia mechowisk znacznie się zmniejszyła, pociągając za sobą zmniejszenie liczby rzadkich ptaków. Najważniejszymi gatunkami ptaków są tutaj: wodniczka, dubelt, kulik wielki, błotniak łąkowy i sowa błotna. Ich obserwację na tym terenie umożliwia kładka prowadząca 400 m w głąb największego kompleksu torfowisk niskich – Długa Łuka.

są piaski i żwiry. Na terenie BbPN zwierciadło wód podziemnych występuje przeważnie płytko, na głębokości do 1 m (Kondratiuk 2004a).

Basen Górnej Biebrzy znajduje się w obrębie regionu suwalsko-podlaskiego. Koryta Biebrzy i jej dopływów intensywnie drenują niemal wszystkie występujące tutaj poziomy wodonośne. Najbardziej zasobny poziom występuje w piaskach sandrowych i charakteryzuje się brakiem lub tylko częściową izolacją od powierzchni. Jego zasilanie odbywa się przede wszystkim przez bezpośrednią infiltrację opadów atmosferycznych. Obszar znajdujący się na południe od linii wyznaczonej przez ujście Brzozówki i miejscowość Bełda należy do regionu podlaskiego. Cechą charakterystyczną jest tu występowanie warstw glin, izolujących od powierzchni główne poziomy wodonośne.

Szacowana miąższość warstw wodonośnych w Kotlinie Górnej Biebrzy waha się od kilku do 30 metrów. Zwierciadło wody podziemnej w Basenie Górnej Biebrzy znajduje się na rzędnych od 115 do 125 m n.p.m. Kotlina Środkowej Biebrzy, podobnie jak Kotlina Górnej Biebrzy, są obszarami silnie drenującymi. Najintensywniej Biebrza jest zasilana wodami podziemnymi od strony sandru rajgrodzkiego oraz sandrowej doliny Etku. Oszacowane dla wodonośców wskaźniki przewodności hydraulicznej sięgają tam $1000 \text{ m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$. Głównym czynnikiem powodującym tak duże zasilanie są dobre właściwości filtracyjne wodonośców (współczynnik filtracji wynosi od 10^{-4} do $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). W Kotlinie Środkowej Biebrzy rzędne zwierciadła wody pierwszego poziomu wodonośnego zawierają się w przedziale od 107 do 115 m n.p.m.

Warunki hydrogeologiczne panujące na obszarze Kotliny Dolnej Biebrzy są zbliżone do tych, jakie występują w Kotlinie Środkowej Biebrzy. Płytkie horyzonty wodonośne znajdują się w kontakcie hydraulicznym z poziomem międzymorenowym i tworzą miąższy, ok. 30-metrowy piaszczysto-żwirowy poziom wodonośny o zwierciadle swobodnym, czasem lekko napiętym przez występujące w stropie utwory organiczne. Obserwowane rzędne zwierciadła tego poziomu w obrębie Kotliny Dolnej Biebrzy mieszczą się w zakresie od 100 do 110 m n.p.m. (Kondratiuk 2004a).

Analiza dynamiki stanów zwierciadła wód podziemnych w studniach kopanych dowodzi ich małej zmienności w skali wielolecia. Nie obserwuje się dużych wahań zwierciadła, mimo zmienności warunków pogodowych. Jest to najprawdopodobniej spowodowane istnieniem więzi hydraulicznej pomiędzy poziomem przypowierzchniowym, a głębszymi poziomami międzymorenowymi o zwierciadle napiętym.

Rozmieszczenie naturalnych wypływów wody podziemnej na terenie Kotliny Biebrzańskiej jest nierównomierne. Najwięcej wypływów stwierdzono w Basenie Górnej Biebrzy. Mała liczba wypływów wody podziemnej w Basenie Środkowej Biebrzy wynika z niewielkiego spadku hydraulicznego pierwszego poziomu wodonośnego oraz małych deniwelacji terenu. W Basenie Dolnej Biebrzy wody podziemne zasilają torfowiska drogą podziemną wzdłuż

WARTO ZOBACZYĆ

- **Śluza „Dębowo”** – pierwsza śluza na Kanale Augustowskim (od strony Biebrzy) w okolicy wsi Dębowo; zbudowana w latach 1826–1827 jako śluza jednokomorowa (długość – 43,9 m, szerokość – 6,1 m, różnica poziomów – 2,07 m). Jest jedyną zabytkową śluzą na południowym odcinku kanału. Poniżej śluzy znajduje się Kopytkówka, która odprowadza nadmiar wód do Biebrzy.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Śluza „Sosnowo”** – druga od strony Biebrzy, zbudowana w latach 1825–1926, a zrekonstruowana w 1948 r. Jest to betonowa śluza jednokomorowa (długość – 43,5 m, szerokość – 6,1 m, różnica poziomów – 2,77 m), nad którą przebiega most drogowy.



całej wschodniej i zachodniej krawędzi południkowej doliny. Głębokie rozcięcia erozyjne w zachodniej części spowodowały powstanie licznych linii wycieków, zasilających bezpośrednio Biebrzę. Małe deniwelacje terenu w części wschodniej przyczyniły się zaś do powstania licznych wysięków i młak, zasilających Bagno Ławki (Jekatierynczuk-Rudczyk 2004). Większość stwierdzonych wypływów leży jednak poza granicami BbPN, najczęściej w jego otulinie. Zmierzone wydajności wypływów potwierdzają tezę o dominacji mało wydajnych wypływów na terenach nizinnych. Wydajność większości z nich nie przekracza bowiem $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Największą wydajność posiada wypływ w Chojnowie ($6,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

▲ Koryto Biebrzy w środkowym biegu (fot. M. Arciszewski)

Wody powierzchniowe

Biebrza bierze początek na południe od Nowego Dworu, z grupy wysięków położonych u podnóża wzgórz morenowych na wysokości 157,5 m n.p.m. (mezoregion Wzgórza Sokólskie). Ujście Biebrzy do Narwi znajduje się koło wsi Ruś (248,5 km jej biegu), na wysokości 99,6 m n.p.m. Powierzchnia zlewni Biebrzy wynosi 7057,4 km², a długość rzeki od źródeł do ujścia 162,8 km. W granicach BbPN znajduje się 156,5 km koryta Biebrzy (co

stanowi 92% jej całkowitej długości) oraz 107 km koryt dopływów. Przyrodniczy obszar chroniony obejmuje swoim zasięgiem zaledwie 8,7% powierzchni jej zlewni (Byczkowski, Fal 2004). System rzeczny Biebrzy charakteryzuje się dużą asymetrią. Lepiej rozwinięta jest jego część prawa (75,5% – rzeki: Nurka, Niedźwiedzica, Lebedzianka, Netta, Kopytkówka, Jegrznia, Kanał Rudzki, Klimaszewnica, Wissa) niż lewa (24,5% – rzeki: Sidra, Kamienna, Brzozówka, Biebla, Boberka, Czarna Struga, Kosódka). Średni spadek Biebrzy od źródeł do ujścia wynosi 0,36‰, natomiast na obszarze doliny jest o połowę mniejszy (0,15‰; Byczkowski, Fal 2004).

Średni przepływ roczny Biebrzy w Burzynie wynosi $34,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Odpływ rzeki cechuje się sezonowością (Byczkowski, Fal 2004). Charakterystyczne są wysokie, wiosenne wezbrania roztopowe i głębokie niżówki letnio-jesienne. Biebrza charakteryzuje się reżimem śnieżnym silnie wykształconym – średni przepływ w miesiącach wiosennych stanowi ponad 180% średniego przepływu rocznego. Kulminacje wezbrań wiosennych na Biebrzy występują przeważnie w kwietniu. Odpływa wtedy średnio 16,9% sumy rocznej odpływu. Charakterystyczne dla Biebrzy są również stosunkowo wysokie odpływy jesienne (dla miesięcy od października do grudnia – po 8% odpływu rocznego), a także niskie odpływy letnie (lipiec–wrzesień), wyno-

▼ Nadbiebrzański las łęgowy
(fot. M. Arciszewski)



szące średnio po 5% odpływu rocznego. Jest to związane z dużymi letnimi stratami na ewapotranspirację. Średni odpływ jednostkowy ze zlewni Biebrzy wynosi $5,68 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Pradolina Biebrzy cechuje się największą w Polsce pojemnością retencyjną – porównywalną do pojemności największych w kraju zbiorników wodnych (Byczkowski, Fal 2004).

Wykorzystanie wód

W ciągu ostatnich 150 lat stosunki wodne na obszarze zlewni Biebrzy, a w szczególności na terenie jej doliny, ulegały stopniowym przemianom, spowodowanym działalnością inżynierską. Zmiany stosunków hydrograficznych wynikały z uporządkowania sieci rzecznej i regulacji koryt oraz wykonania licznych kanałów żeglugowych i melioracyjnych. Pierwszą wielką inwestycją wodną było zbudowanie w latach 1823–1838 Kanału Augustowskiego, który poniżej służy w Sosnowie przebiega przez otulinę BbPN, wykorzystując skanalizowane koryto Netty. Kanał Augustowski budowany był głównie jako transportowa droga wodna łącząca Wisłę i Narew z Niemnem. Swoją podstawową funkcję – głównie jako szlak spławu drewna – spełniał do czasów międzywojennych. Po II wojnie światowej zaczęto go traktować jako szlak turystyki wodnej (Mioduszewski, Ślesicka 2004).

W XIX w. powstały kanały: Rudzki, Woźnawiejski, Kapicki i Łęg. Kanał Rudzki, o długości 16,7 km, odgałęzia się od rzeki Ełk w miejscowości Modzelówka i uchodzi do Biebrzy pod Osowcem, przyjmując cały przepływ Ełku. Koryto tej rzeki wpadającej uprzednio do Biebrzy pod Wrocnem, poczynając od odgałęzienia się Kanału Rudzkiego aż do połączenia z Jegrznią, przestało prowadzić wodę z górnej części zlewni i stało się korytem martwym. Tym samym Jegrznia (kiedyś dopływ Ełku) jest dziś samodzielnym dopływem Biebrzy. Jednocześnie Kanał Woźnawiejski o długości 9 km, przejmując ok. 70% wód Jegrzni. Naturalne koryto tej rzeki prowadzi zatem tylko ok. 30% wody w odcinku ujściowym do „martwego” Ełku oraz dalej do ponownego połączenia z wodą płynącą Kanałem Woźnawiejskim. Obszar ten jest najbardziej przekształcony hydrograficznie w całej zlewni Biebrzy. Kanały Kapicki i Łęg nie prowadzą wód obcych, a tylko okresowe ze zlewni własnych. Znaczne ich odcinki, wchodzące w skład systemu melioracyjnego, uległy częściowemu lub całkowitemu zanikowi. Kanały te powstały w latach 1845–1861 po klęsce głodu, w celu zapewnienia ludności zamieszkałej w Kotlinie Biebrzańskiej wody niezbędnej do produkcji rolnej. Wykonanie budowli hydrotechnicznych spowodowało rozpoczęcie rolniczego wykorzystania łąk bagiennych dla zbiorów siana. Z tego samego okresu pochodzą pierwsze melioracje szczegółowe na obszarze leśnym Brzeziny Ciszewskie, w obrębie Bagna Ławki i Bagna Mikołajewskiego. W okresie

WARTO ZOBACZYĆ

- **Grobla Honczarowska** – prowadzi w głąb torfowisk w kierunku koryta Biebrzy aż za uroczysko Pogorzały; leży niedaleko Gugien. Przy Batalionowej Łące znajduje się wieża widokowa, gdzie realizowany jest projekt czynnej ochrony przyrody. W otoczeniu grobli mają swoje tereny łęgowe m.in. błotniak stawowy, bekasik, sowa błotna i wodniczka. Na trasie ścieżki można prowadzić obserwacje łośi, bobrów, wodniczki.

międzywojennym duże inwestycje melioracyjne wykonano na obszarze Kuwas. Wykopano wtedy kanały: Kuwaski, Szymański, Łamane Grądy, Pieńczykowski. Wykorzystywano je również w okresie powojennym. Wtedy też w zlewni Biebrzy wykonano regulację kilku rzek oraz melioracje szczegółowe w dolinie Biebrzy (Skąpski 2003).

Biebrza i jej dopływy od dawna wykorzystywane były gospodarczo przez człowieka (Samojlik 2008). System wodny rzek połączonych za pośrednictwem Kanału Augustowskiego z Niemnem stracił na znaczeniu dopiero po wybudowaniu linii kolejowych. Berlinki (kryte, duże łodzie o płaskim dnie), którymi spławiano zboże do Gdańska i Królewca, a przywożono głównie sól, przestały w tym rejonie pływać już na początku XX w. Najdłużej Biebrzą spławiano tratwy z drewnem z lasów augustowskich. W okresie międzywojennym drewno spławiane Biebrzą zbijano w tratwy zwane pasami, które były złożone z kilku tzw. sznurów. Jeden sznur drewna zwany też płatem, składał się z 8–12 kłoców. Tratwy zbijano z okrągłaków o dużych rozmiarach, zwanych niekiedy „drewnem bartnym” lub z bali tartych w tartakach.

Szlak wodny Biebrzą i jej dopływami jest obecnie podstawą rozwoju turystyki w regionie. Spływy kajakami, kanadyjkami i tratwami w BbPN odbywają się: Biebrzą (na odcinku Rogożynek – Wizna), Sidrą (pomiędzy Sidrą i Rogożyńkiem), Jegrznią (na odcinku Rajgród – Wroceń), Kanałem Woźnawiejskim oraz Kanałem Rudzkim (pomiędzy Modzelówką i Osowcem; Grygoruk 2005). Długość szlaków wodnych wynosi 232 km.

W BbPN i jego otulinie funkcjonowało kilka młynów wodnych. Interesującą budowlą był młyn w Goniądzu, zbudowany w połowie XIX w. Był to młyn gospodarczy tzw. zawrotkowy, o napędzie kołem wodnym nasiębnym (woda spadała na koło z góry). Po II wojnie światowej młyn nie wznowił produkcji; stoi on nad Czarną Strugą – jednym z dopływów Biebrzy. Drugim takim obiektem jest młyn wodny w Karwowie nad Wissą. Wybudowano go w 1947 r. i funkcjonuje do dziś.

Jakość wód

Wody podziemne ujmowane studniami wierconymi są średnio twarde, o odczynie obojętnym. Składnikami ograniczającymi bezpośrednio wykorzystanie tych wód są związki żelaza i manganu. Rozpoznanie hydrochemiczne w oparciu o studnie kopane wskazuje, że wody podziemne na terenie Kotliny Biebrzańskiej to wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ lub $\text{HCO}_3\text{-NO}_3\text{-Ca}$ (Górniak 2004). Eksploatowane zasoby płytkich wód podziemnych należą do słabo zmineralizowanych. W wodach podziemnych Basenu Górnej Biebrzy zaznacza się podwyższone stężenie związków żelaza. Największym problemem jakości wód w BbPN jest nadmierne wzbogacenie płytkich wód podziemnych w azotany,

● **Czerwone Bagno** – drugie pod względem powierzchni torfowisko wysokie w Polsce oraz prawdopodobnie jedyne duże torfowisko w kraju, zachowane w stanie naturalnym. Czerwone Bagno stanowi obszar o unikatowej wartości, również w skali Europy. Dzięki dużemu obszarowi na Czerwonym Bagnie występują w bezpośrednim sąsiedztwie zarówno torfowisko wysokie (w centrum obszaru), torfowiska przejściowe oraz torfowiska niskie (w południowej części Czerwonego Bagna). Strefy siedliskowo-roślinne, których odmienność związana jest z żyznością i warunkami wodnymi, są tutaj bardzo wyraźne.

których stężenia w niektórych studniach kopanych sięgają $30 \text{ mgN} \cdot \text{dm}^{-3}$. Podwyższone stężenie azotu azotanowego i amonowego, potasu, sodu, chlorków i rozpuszczonego węgla organicznego to skutek osadnictwa i działalności rolniczej. Źródłem związków węgla organicznego mogą być też gleby torfowe (Jaszczyński i in. 2006).

Natlenienie wody w naturalnych wypływach na terenie otuliny BbPN waha się od 40 do 97%. W wodzie wypływów notuje się też stosunkowo wysokie stężenia rozpuszczonego węgla organicznego, lokalnie osiągające $30 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. O zanieczyszczeniu tych wód świadczą również częste przekroczenia tła hydrochemicznego wód podziemnych. Dotyczy to szczególnie siarczanów i azotanów (Jekatierynczuk-Rudczyk 2004).

Wody Biebrzy i jej dopływów cechują się umiarkowanym stanem ekologicznym. W przekroju Burzyn, w 2009 r. rzeka ta niosła wody IV klasy. O niskiej klasie czystości przesądziły ChZT_{Mn} , ChZT_{Cr} oraz barwa i tlen rozpuszczony. Pozostałe wskaźniki mieściły się w klasach czystości I, II i III. Wody Biebrzy są nieprzydatne do bytowania ryb karpiowatych ze względu na wysokie stężenia azotanów, fosforu ogólnego oraz niską zawartość tlenu rozpuszczonego (Ocena..., 2010b).

Zagrożenia wód

Największe zagrożenia dla torfowisk biebrzańskich wiążą się ze zmniejszeniem uwilgotnienia i zanikiem materii organicznej, wkraczaniem zarośli i zadrzewień, eutrofizacją wód, pożarami oraz kopaniem torfu. Zmniejszenie uwilgotnienia torfowiska może nastąpić w wyniku działalności człowieka (regulacja rzek, melioracje) oraz wkroczeniem roślinności o dużych możliwościach ewapotranspiracyjnych. Odwodnienie torfowisk powoduje mineralizację masy organicznej na skutek jej utlenienia. Jest to powodem okresowo

- ▼ 1. Śluza w Dębowie (fot. A. Więcko)
2. Strefa brzegowa koryta Biebrzy (fot. M. Arciszewski)





dużej dostawy pierwiastków biogennych do środowiska wodnego, powodujących nadmierną eutrofizację wód. Eutrofizacja wód może również nastąpić na skutek nawożenia lub doływu ścieków.

Wkraczanie zakrzaczeń i zadrzewień na nieskoszone łąki torfowiskowe, spowodowane wycofywaniem się rolnictwa z trudno dostępnych terenów, ma dla torfowisk różne skutki. Wykaszenie zbiorowisk turzycowych i turzycowo-mszystych zapobiega ekspansji zbiorowisk zaroślowych i leśnych, pośrednio decydując o rodzaju zbiorowisk torfotwórczych i odkładanych torfów.



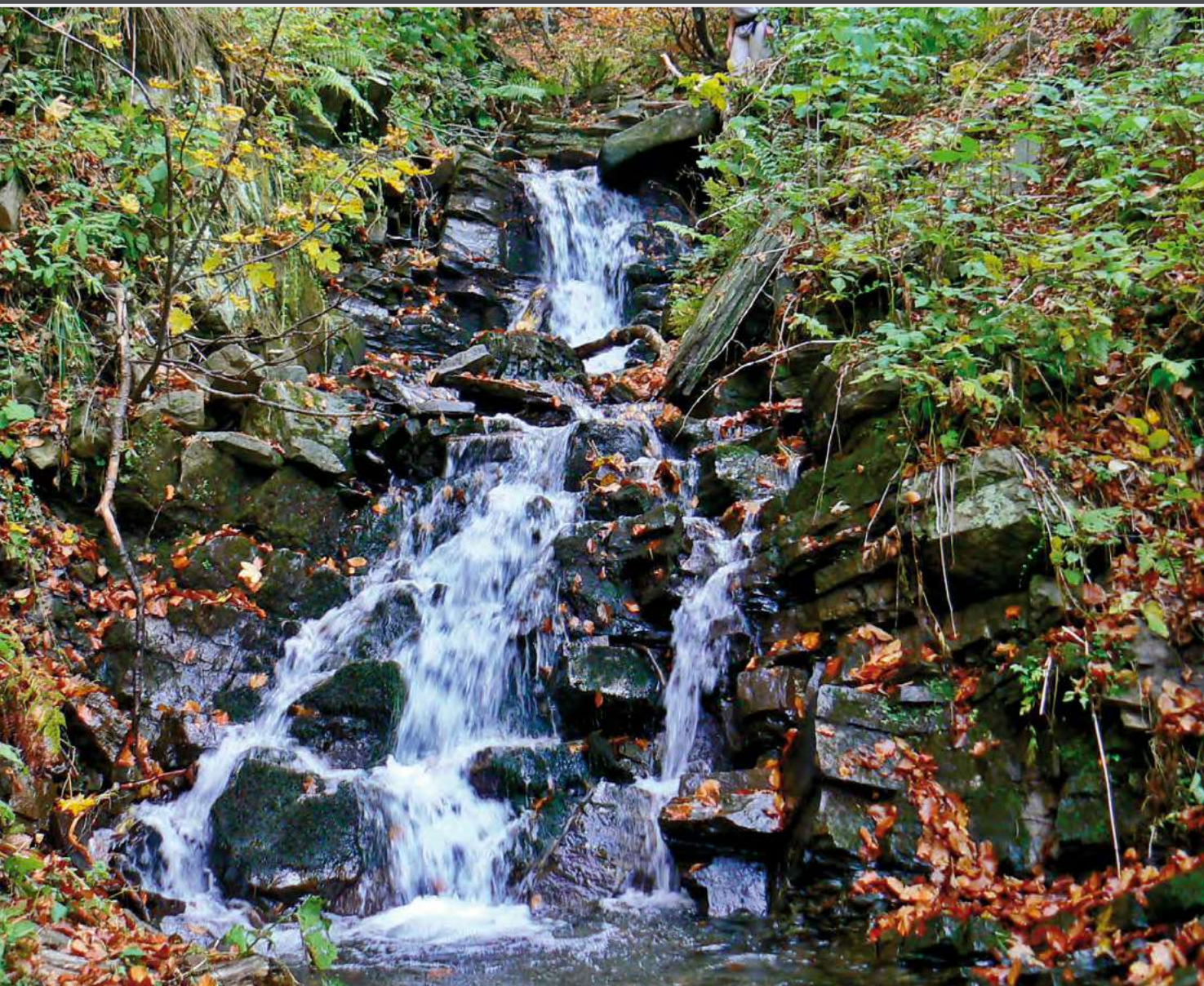
◀ Koryto Biebrzy z roślinnością wodną (fot. M. Arciszewski)

Przy braku koszenia łąk na odwodnionych torfowiskach rozwija się roślinność leśna (najczęściej lasy brzożowe), przyczyniająca się dodatkowo do degradacji gleb torfowych, powodowanej przez ich podsychanie na skutek dużej ewapotranspiracji i intercepcji na obszarach leśnych. W Kotlinie Biebrzy odwodnienie dotyczy przede wszystkim Basenu Środkowego, w którym obecnie prowadzone są prace renaturyzacyjne.



Wody w parkach narodowych Polski

BIESZCZADZKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Wodospad w zlewni Górnej Wołosatki

(fot. B. Rzonca)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Bieszczadzki Park Narodowy

Bartłomiej Rzonca, Janusz Siwek



www.bdpn.pl

Położenie

Bieszczadzki Park Narodowy (BdPN) położony jest w obrębie mezoregionu Bieszczady Zachodnie, które wraz z Górami Sanocko-Turczańskimi stanowią jedyny fragment podprovincji Beskidów Wschodnich w obrębie granic Polski (Kondracki 2001). W literaturze dotyczącej Karpat, zwłaszcza w opracowaniach geomorfologicznych, obszar ten określany jest czasami jako Bieszczady Wysokie (Balon i in. 1995, Starkel 1972). Bieszczady Zachodnie są masywem typu gór średnich. BdPN obejmuje najwyższe pasma Bieszczadów Zachodnich – tj. Grupę Tarnicy (1346 m n.p.m.) i Halicza (1333 m n.p.m.), Pasma Połonin oraz Pasma Graniczne z Wielką Rawką (1307 m n.p.m.). Jakkolwiek przeważającą część powierzchni Parku zajmują lasy (ok. 85%), to najbardziej charakterystycznym elementem krajobrazu jest piętro połonin – subalpejskich i alpejskich łąk powyżej górnej granicy lasu. Najbardziej rozpowszechnionym zespołem leśnym jest buczyna karpacka *Dentario glandlosae-Fagetum* występująca tu w kilku wariantach (Winnicki, Zemanek 2009).

Większość powierzchni BdPN (ok. 63%) stanowi obszar objęty ochroną ścisłą. Strefa ochrony czynnej (ok. 36%) obejmuje głównie ekosystemy seminaturalne oraz wybrane drzewostany na siedliskach niezgodnych z naturalnym. Otulinę Parku stanowią tereny położone w obrębie Parków Krajobrazowych – Ciśniańsko-Wetlińskiego (510,14 km²) oraz Doliny Sanu (287,18 km²). Ochronie prawnej podlegają również przylegające do BdPN tereny położone na Ukrainie (Użniański Park Narodowy) i Słowacji (Park Narodowy „Połonin”). Od 1992 r. wraz z terenami na Ukrainie i Słowacji BdPN wchodzi

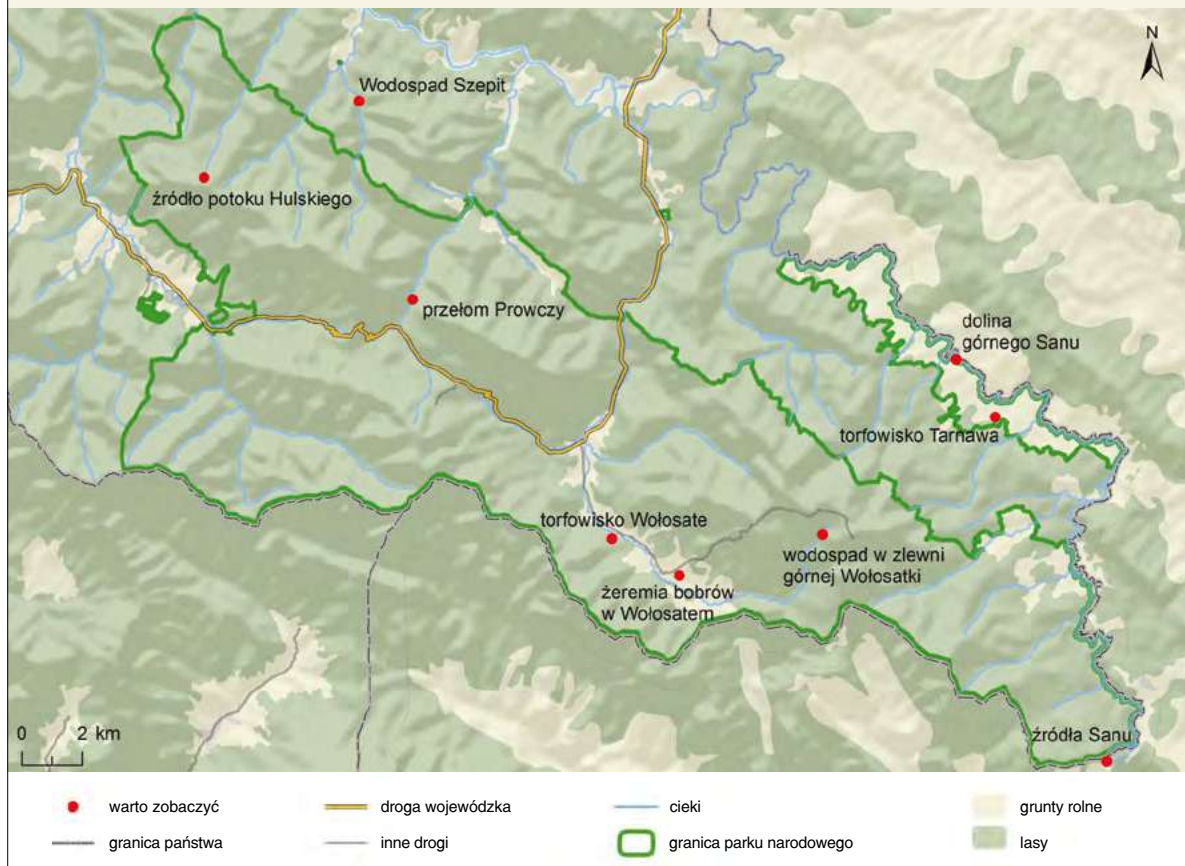


METRYKA PARKU

Data utworzenia: 4 sierpnia 1973 r.
Powierzchnia: 292,02 km²
Gęstość sieci rzecznej: 2,77 km · km⁻²
Gęstość źródeł: ok. 1,2 km²
Liczba oczyszczalni ścieków: 8

Bieszczadzki Park Narodowy

miejsca, które warto zobaczyć



w skład powołanego przez UNESCO Międzynarodowego Rezerwatu Biosfery „Karpaty Wschodnie” (Winnicki, Zemanek 2009).

Park położony jest w strefie przygranicznej; południową granicę Parku stanowi granica państwowa z Ukrainą oraz Słowacją, natomiast we wschodniej części obszaru granicę Parku wyznacza granica polsko-ukraińska na Sanie.

Budowa geologiczna i rzeźba

Bieszczadzki Park Narodowy znajduje się na obszarze fliszowych Karpat Zewnętrznych. Obszar ten budują formacje skalne należące do dwóch fliszowych jednostek strukturalnych: jednostki śląskiej oraz w mniejszym stop-

niu – jednostki dukielskiej. Jednostka dukielska została na obszarze Bieszczadów nasunięta od południa i południowo-zachodu na osady jednostki śląskiej. Z jej utworów wykształcone zostało Pasma Graniczne z Wielką Rawką. Jednostkę tę tworzą skały fliszowe osadzone w okresie pomiędzy górną kredą a dolnym eocenem. Składają się na nie między innymi warstwy łupkowe wykształcone jako łupki szare oraz cienko i średnioławicowe piaskowce, warstwy ciśniańskie, czyli głównie gruboławicowe piaskowce oraz warstwy z Majdanu, do których zalicza się cienkoławicowe piaskowce i łupki z wkładkami margli syderytycznych (Haczewski i in. 2007; Ślęczka, Żyto 1978).

Na północ i północny-wschód od granic jednostki dukielskiej leży obszar zbudowany ze skał jednostki śląskiej. W BdPN znalazły się fragmenty dwóch części jednostki śląskiej: strefy przeddukielskiej i centralnej depresji karpackiej. Bezpośrednio przed czołem nasunięcia jednostki dukielskiej leży strefa przeddukielska. Osady mają tutaj przeważnie charakter łupków oraz są silnie sfałdowane, złuskowane i spękane, dlatego też są podatne na erozję, a strefa ta zaznacza się w morfologii terenu jako ciąg obniżeń leżących na linii Wołosate – Ustrzyki Górne – Berehy Górne – Wetlina – Smerek. Podstawowe serie skalne na tym obszarze to czarne łupki i cienkoławicowe piaskowce zwane warstwami menilitowymi, łupki zielone i cienkoławicowe piaskowce zaliczane do warstw hieroglifowych oraz wkładki margli globigerynowych. Skały te osadzały się od górnego eocenu do oligocenu (Haczewski i in. 2007; Ślęczka, Żyto 1978).



WARTO ZOBACZYĆ

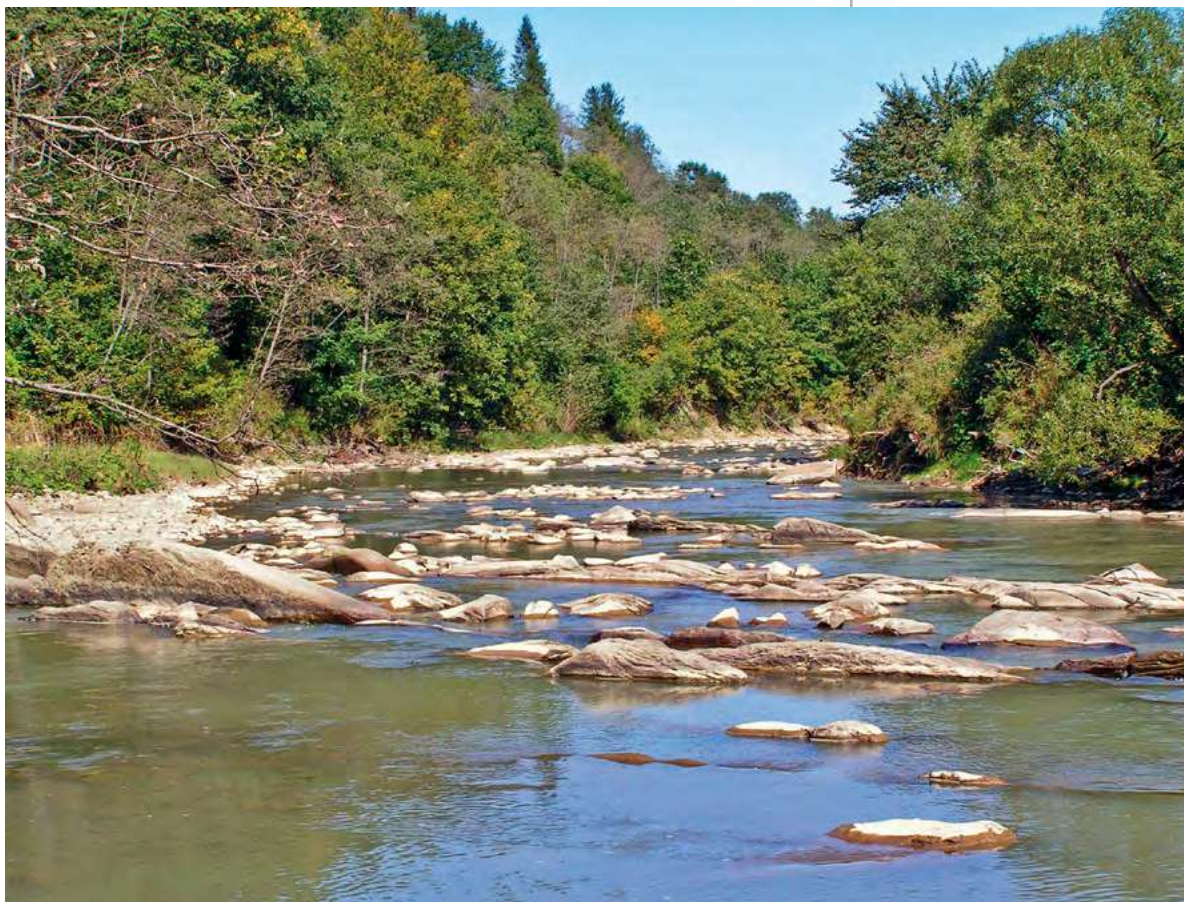
- **Wodospad Szept** – wodospad w korycie potoku Hylatego, w otulinie Parku, ok. 1 km powyżej Zatrwarnicy powstały w miejscu wychodni gruboławicowych piaskowców. Pierwotnie znajdował się on kilkadziesiąt metrów poniżej obecnego – w latach 70. XX w. piaskowce budujące wodospad były eksploatowane na potrzeby budowy dróg, co spowodowało cofnięcie progów.

◀ Wodospad Szept
na Hylatym
(fot. B. Rzonca)

Największa część BdPN znajduje się w strefie centralnej depresji karpackiej, także należącej do jednostki śląskiej. Utwory tej jednostki budują m.in. Pasma Połonin oraz najwyższą część Bieszczadów, czyli Grupę Tarnicy i Halicza. W Bieszczadach centralną depresję karpacką tworzą warstwy krośnieńskie reprezentujące okres od dolnego do górnego oligocenu, których cechą charakterystyczną jest występowanie tzw. piaskowców otryckich. Są to silnie scementowane i odporne na wietrzenie gruboławicowe piaskowce przewarstwiane cienkimi pakietami mniej odpornych piaskowców i łupków. Na warstwy krośnieńskie składają się także szare i czarne łupki, piaskowce laminowane oraz piaskowce średnio i cienkoławicowe (Haczewski i in. 2007, Tokarski 1975).

Budowa geologiczna bezpośrednio warunkuje rzeźbę Bieszczadów, mającą charakter wybitnie strukturalny. Układ elementów morfologicznych ściśle odpowiada tektonice a także lokalnym typom litologicznym skał w obrębie masywu fliszowego. Widać to na przykładzie strefy przeddukielskiej two-

▼ Wychodnie piaskowców w korycie Wetlinki (fot. J. Siwek)



rzęcej wyraźny ciąg obniżeń terenu. Czytelny jest także rusztowy układ grzbietów i związany z nim kratowy układ sieci rzecznej. Główne grzbiety założone są na strefach występowania większych pakietów odpornych piaskowców, najczęściej wzdłuż biegu warstw piaskowców. Najwybitniejsze grzbiety, mające często postać typowych dla Bieszczadów grzęd skalnych, związane są z występowaniem piaskowców otryckich. Z kolei doliny zazwyczaj nawiązują do stref, w których przeważają mniej odporne łupki. Układ ten modyfikują doliny poprzeczne, często mające charakter przełomów. Doliny te z reguły wykorzystują strefy nieciągłych deformacji tektonicznych (Haczewski i in. 2007, Henkiel 1982, Pękala 1997, Tokarski 1975). W Bieszczadach, w wielu miejscach u podstawy najwyższych grzbietów, uformowały się skalne rumowiska będące produktem wietrzenia fizycznego w warunkach peryglacialnych (Kukulak 2004).

Wody podziemne

W podstawowym podziale hydrogeologicznym Polski Bieszczady zalicza się do regionu karpackiego (XV) i wydzielonego w nim subregionu Karpat zewnętrznych (XV₂; Paczyński 2007). Na obszarze tym wody podziemne występują w czwartorzędowych aluwialach oraz w kredowo-trzeciorzędowym flisz karpackim (Chowaniec 2005). Zgodnie z tym w Bieszczadach wydzielono dwa użytkowe poziomy wodonośne: czwartorzędowy i fliszowy (Chowaniec 2002; Chowaniec, Witek 2002a, b). Na obszarze BdPN aluwialny czwartorzędowy poziom wodonośny wytworzył się w niektórych odcinkach dolin dużych cieków, głównie Sanu i Wołosatego. Tworzą go osady rzeczne o niewielkiej miąższości, zazwyczaj nie przekraczającej kilku metrów. Wody podziemne znajdują się w kontakcie z wodami powierzchniowymi i nawiązują do ich poziomu. Zwierciadło wód podziemnych występuje płytko pod powierzchnią terenu. Zasilanie poziomu aluwialnego odbywa się poprzez dopływ wód z utworów fliszowych i pokryw stokowych oraz w niewielkim stopniu poprzez bezpośrednią infiltrację opadów atmosferycznych. Podczas wysokich stanów wód powierzchniowych wody rzeczne mogą infiltrować w podłoże stanowiąc dodatkowe, zazwyczaj krótkotrwałe, zasilanie poziomu aluwialnego. Trzeciorzędowo-kredowy, fliszowy poziom wodonośny zbudowany jest z piaskowców grubo, średnio i cienkoławicowych przewarstwionych niewodonośnymi łupkami ilasto-marglistymi. Występowanie wód podziemnych warunkowane jest porowatością piaskowców oraz występowaniem w nich spękań i szczelin. Przy stosunkowo niskiej porowatości piaskowców ten drugi czynnik ma zdecydowanie większe znaczenie. Stopień spękania skał ma charakter ściśle lokalny, dlatego poziom fliszowy cechuje silne przestrzenne zróżnicowanie warunków hydrodynamicznych.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Dolina górnego Sanu** – szeroka i podmokła, płaskodenna dolina w tzw. worku bieszczadzki. San na tym odcinku odznacza się niewielkim spadkiem koryta i krętym, meandrującym biegiem. W obrębie terasy występują liczne torfowiska wysokie, podmokłości i zabagnienia. Dolina stanowi dogodne środowisko dla bytowania bobra europejskiego. U ujścia dopływów Sanu uformowały się żwirowo-piaszczyste stożki napływowe, z których największy znajduje się u ujścia potoku Rostoki.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródła Sanu** – źródło na stoku Piniaszkowych (960 m n.p.m.) opisywane jest czasami jako źródło Sanu. Wyptyw znajduje się na granicy polsko-ukraińskiej w rejonie Przetęczy Użockiej. Do źródła prowadzi znakowana ścieżka przyrodnicza BdPN „W dolinie górnego Sanu”. Właściwe źródło Sanu znajduje się na Ukrainie.



◀ Młaka w zlewni Wołosatki
(fot. B. Jaśkowiec)



◀ Źródło rumoszowe
na stokach Połoniny
Wetlińskiej
(fot. B. Rzonca)

Zasilanie wód podziemnych tego poziomu następuje poprzez bezpośrednią infiltrację opadów atmosferycznych, zwłaszcza na wychodniach spękanych piaskowców oraz przez pokrywy zwietrzelinowe.

Obszar BdPN jest stosunkowo słabo rozpoznany pod względem warunków krenologicznych. Szczegółowe kartowanie źródeł prowadzono dotychczas w niewielkich, wybranych obszarach. Były to zlewnie Wołosatki, Terebowca, Rzeczycy i górnej części Nasiczniańskiego Potoku (Łajczak 1996a), Hylatego (Bogusz 2004), Potoku Głębokiego (Żurek 2005) oraz zlewnia Górnej Wołosatki (Siwek, Rzonca 2009; Rzonca i in. 2008; Rzonca, Siwek 2009). Aktualnie – w latach 2009–2012 – realizowany jest projekt inwentaryzacji w terenie wszystkich wypływów wód podziemnych w obszarze obejmującym całą Połoninę Wetlińską i Smerek (Siwek i in. 2011).

Bieszczady cechują się niską retencją. Reakcja cieków powierzchniowych oraz źródeł na opad jest bardzo szybka, ale krótkotrwała. Retencja wód opadowych wyraźnie zwiększa się na obszarach osuwiskowych (Łajczak 1996a). Zdolności retencyjne oraz warunki krenologiczne zależą też lokalnie od relacji nachylenia stoków do kierunku upadu warstw skalnych (Rzonca i in. 2008). W dolnych odcinkach niektórych cieków działalność bobrów przyczynia się do radykalnego zwiększenia retencji powierzchniowej (Rzonca, Siwek, red. 2011). Podziemny odpływ jednostkowy wynosi od 1 do 3 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ (Plenzler i in. 2010).

Na terenie BdPN znajduje się fliszowo-paleogeński Główny Zbiornik Wód Podziemnych nr 431 – zbiornik warstw Krosno (Bieszczady). Jest to zbiornik szczelinowy i szczelinowo-porowy, obejmujący utwory jednostki śląskiej (Kleczkowski, red. 1990; Małecka i in. 2007) i charakteryzujący się modułem zasobów dyspozycyjnych równym 0,24 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ (Chowaniec 2002; Chowaniec, Witek 2002a, b; Witek 2002). Obszar BdPN położony jest w obrębie jednolitej części wód podziemnych nr 160 o powierzchni 827,2 km^2 (Małecka i in. 2007). Obejmuje ona wody podziemne zgromadzone w ośrodku szczelinowym o średnim współczynniku filtracji wynoszącym $3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Poziomy wodonośny cechuje tutaj miąższość powyżej 40 m oraz niekorzystny typ izolacji (miąższość nadkładu poniżej 10 m).

Wody powierzchniowe

Obszar Bieszczadzkiego Parku Narodowego położony jest w strefie europejskiego działu wodnego. Dział ten przebiega południową granicą Parku w Paśmie Granicznym i rozdziela zlewnię Cisy w dorzeczu Dunaju od zlewni Sanu. W obrębie Parku jedynie niewielka, południowo-wschodnia, część odwadniana jest bezpośrednio przez San i jego mniejsze dopływy. Odpływ

WARTO ZOBACZYĆ

● **Przełom Prowczy** – przełomowy odcinek potoku Prowcza, zwanego w dolnym biegu Nasiczniańskim Potokiem i Dwernikiem. Przełom przecina Pasma Połonin rozdzielając masywy Połoniny Wetlińskiej i Połoniny Caryńskiej. Przełom ma charakter strukturalny i tworzy głęboko wcięty dolinę o stromych zboczach. Jest jednym z kilku przełomów, za pośrednictwem których strefa przeddukielska, mająca charakter obniżenia, jest odwadniana do doliny Sanu. Koryto potoku ma charakter skalny z licznymi poprzecznymi wychodniami piaskowców.

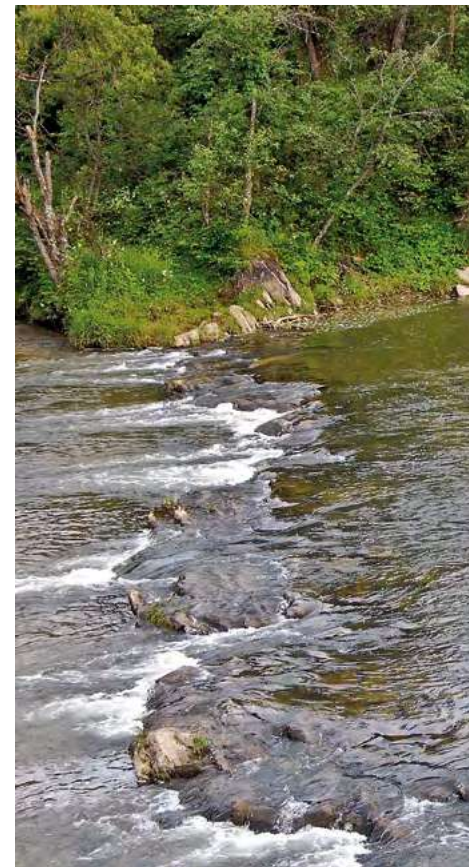


◀ Rozlewisko Niedźwiedziego utworzone przez bobry (fot. J. Siwek)

do Sanu z pozostałej jego części następuje za pośrednictwem potoków: Wołosatego (pow. zł. 119,0 km²), Nasiczniańskiego (pow. zł. 28,1 km²), Hylatego (pow. zł. 14,7 km²) i Hulskiego (pow. zł. 13,10 km²). Południowo-zachodnia część BdPN jest zaś odwadniana przez powstałą z połączenia Wetlinki (pow. zł. 14,3 km²) i górnej Solinki (pow. zł. 38,0 km²) Wetlinę (pow. zł. 160,5 km²). Wetlina za pośrednictwem Solinki uchodzi do Jeziora Solińskiego. Południowo-wschodnia część Parku obejmuje fragment obszaru źródłowego Sanu, przy czym wg *Podziału Hydrograficznego Polski* (Czarnecka, red. 2005) główne źródło Sanu (Studnik) znajduje się na Ukrainie, w pobliżu granicy z Polską.

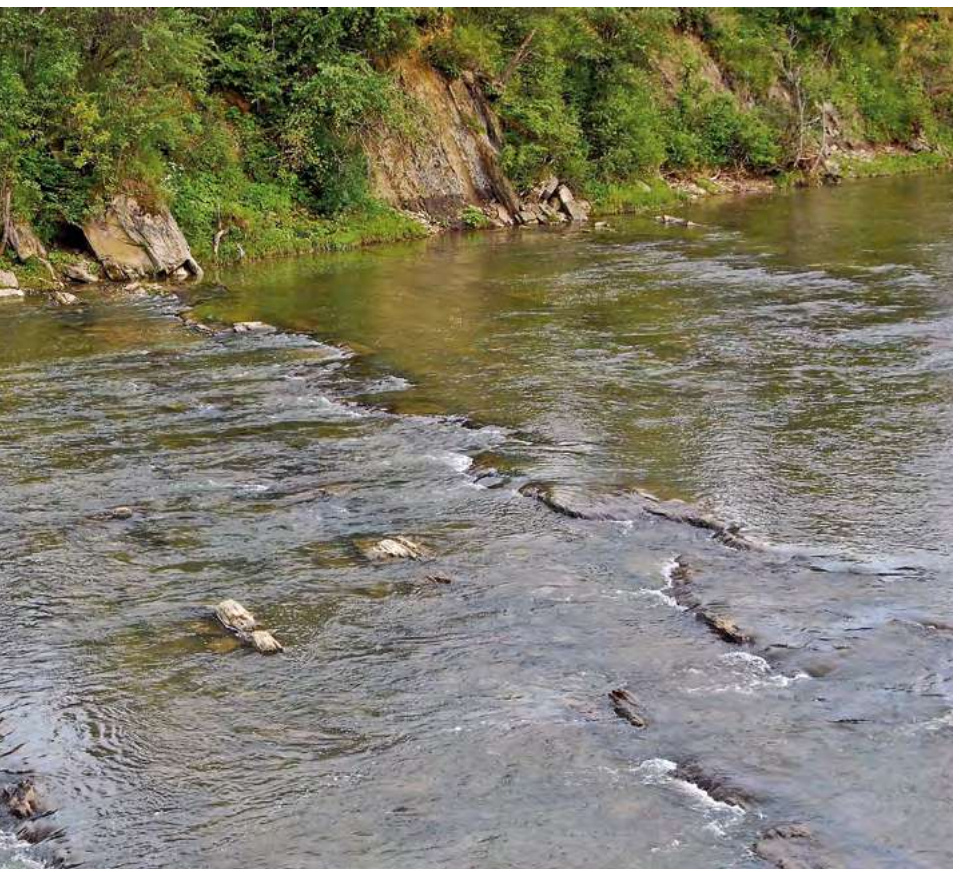
Układ głównych dolin w BdPN ma przebieg NW-SE i nawiązuje do kierunku przebiegu głównych struktur tektonicznych. Doliny te są połączone ze sobą prostopadłe leżącymi odcinkami przełomowymi tworząc charakterystyczny kratowy układ sieci rzecznej (Haczewski i in. 2007; Henkiel 1982).

Na terenie BdPN nie ma żadnego posterunku wodowskazowego IMGW. Informacje dotyczące przepływów rzek bieszczadzkich można uzyskać na podstawie posterunków położonych poza granicami Parku: tj. Dwernik (San), Zatrwarnica (San), Stuposiany (Wołosaty), Kalnica (Wetlina; Rzonca, Siwek, red. 2011). Średni roczny przepływ Wetlinki w Kalnicy w latach 1972–1990 wynosił 3,6 m³·s⁻¹, Wołosatego w Stuposianach 3,9 m³·s⁻¹, a Sanu w Zatrwarnicy 11,5 m³·s⁻¹ (Atlas posterunków..., 1995–1996). W ostatnim czasie w ramach planu ochrony BdPN zaprojektowana została sieć posterun-



ków pomiarowych obejmująca pomiary piezometryczne na torfowiskach, a także pomiary limnimetryczne na Wołosatce, Prowczy i górnej Solince (Łajczak i in. 2010).

Publikowane w literaturze wartości średniego rocznego odpływu jednostkowego z obszaru Bieszczadów mieszczą się w szerokim zakresie od 15 do 40 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Dobija 1981; Łajczak 1996a; Łajczak i in. 2010; Rzonca, Siwek, red. 2011; Stachý 1987). Przeciętna wartość odpływu z obszaru BdPN wynosi 33 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Łajczak 1996a). Najwyższym odpływem – przekraczającym 35 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ – odznaczają się zlewnie najwyższej położonych części Parku w rejonie masywu Tarnicy (Wołosatka, Terebowiec, Roztoki; Łajczak 1996a; Rzonca, Siwek, red. 2011). Rzeki bieszczadzkie charakteryzują się prostym reżimem z jedną wyraźną kulminacją związaną z roztopami wiosennymi i zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym (Dynowska 1971, 1994, 1995). Okres podwyższonych przepływów trwa od marca do maja z kulminacją w kwietniu, kiedy odpływ jest do 2,5 razy większy od średniej rocznej z wielolecia. Letnie wezbrania są na ogół krótkotrwałe



WARTO ZOBACZYĆ

• Torfowisko Wołosate

– torfowisko, położone na żwirowo-gliniastej terasie Wołosatki, stanowiące przykład torfowiska wysokiego (ok. 4 ha). Jeszcze przed utworzeniem BdPN część torfowiska podlegała ochronie jako rezerwat przyrody. Stanowi ono wartościowe stanowisko roślinności torfowiskowo-bagiennej. Występują tu m.in.: bagno zwyczajne, borówka bagienna, bażyna czarna, żurawina błotna, modrzewnica zwyczajna, rosiczka okrągłolistna, wełnianka pochwowata, płonnik sztywny oraz torfowiec. Obecnie rozwój torfowiska jest zagrożony z powodu podtopienia jego kopuły wskutek podpiętrzenia wód przez żeremia bobrów.

◀ San w rejonie Dwernika
(fot. R. Ciesielski)



– trwają 1–4 dni (Rzonca, Siwek, red. 2011). Cieki charakteryzują się dużą dynamiką zmian przepływu – współczynnik zmienności przepływów dobowych Sanu wynosi 1,48–2,00 (Dynowska 1994; Rzonca, Siwek, red. 2011). Związane jest to z słabą retencją zlewni sprzyjającej szybkiej migracji wód (Dynowska 1971; Rzonca, Siwek, red. 2011).

Wykorzystanie wód

Pomimo iż Bieszczadzki Park Narodowy obejmuje głównie zlewnie zalesione, a stopień zagospodarowania Parku jest niewielki, to jednak zasoby wodne tego obszaru są w pewnym stopniu wykorzystywane. Oprócz niewielkich indywidualnych ujęć wody (najczęściej studni lub ujętych źródeł) na terenie Parku znajduje się 7 ujęć pobierających wodę z potoków lub studni w utworach aluwialnych. Największym z nich jest ujęcie na Terebowcu (o wydajności średniej $87 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ i maksymalnej do $105 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$), będące jednym z głównych źródeł zaopatrzenia w wodę Ustrzyk Górnych. Pozostałe ujęcia służą zaopatrzeniu w wodę miejscowości Wołosate, Tarnawa Niżna i Bereżki. Własne, na ogół niewielkie ujęcia posiadają niektóre obiekty turystyczne (Hotel Górski PTTK w Ustrzykach Górnych, schronisko Koliba na Przystopie Caryńskim oraz Terenowa Stacja Edukacji Ekologicznej BdPN w Suchych Rzekach). Część budynków w Wetlinie zaopatrywana jest także z ujęcia zlokalizowanego na terenie BdPN. Pobór wody w ujęciach wykazuje cykliczność

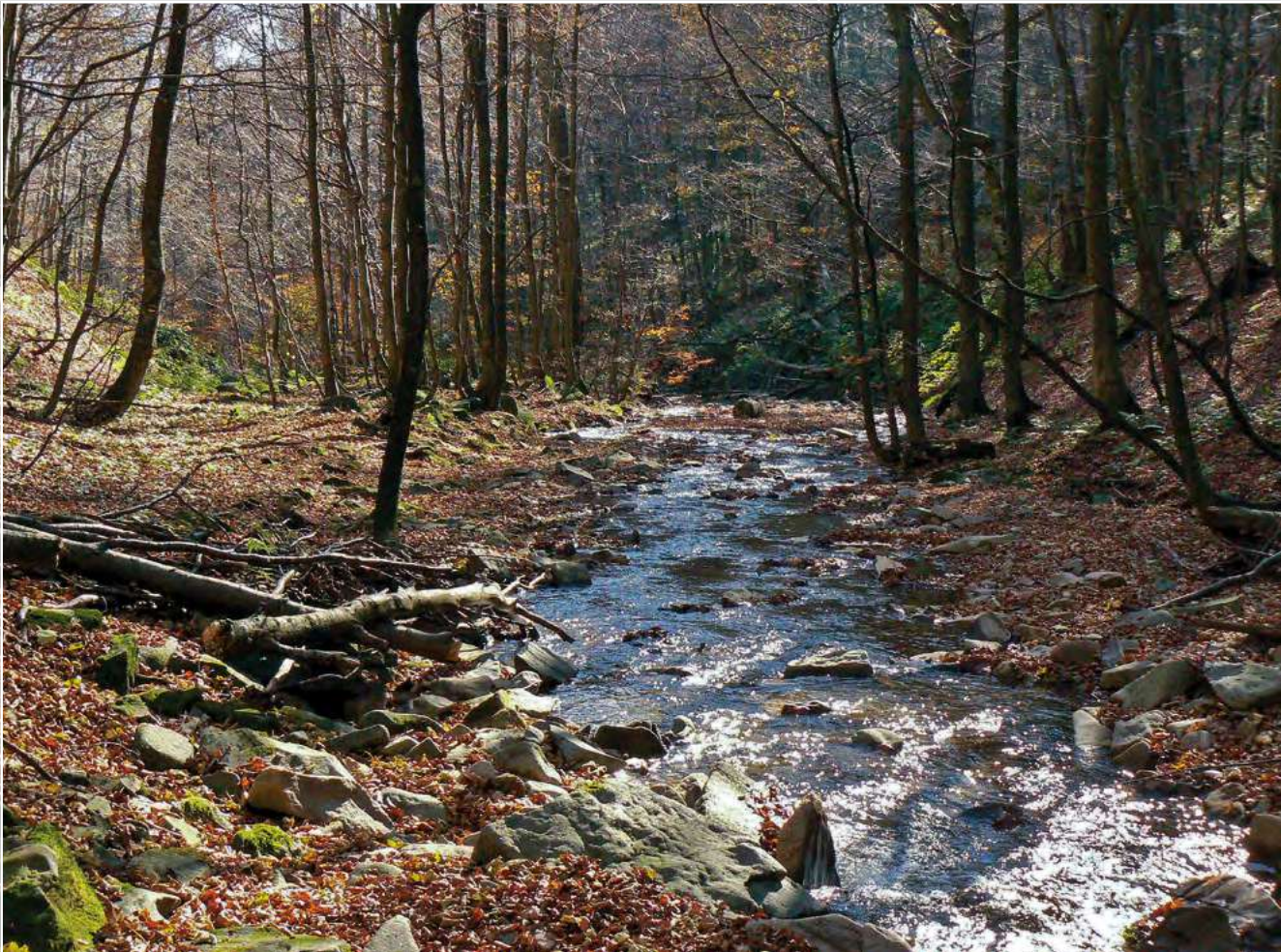
WARTO ZOBACZYĆ

- **Torfowisko Tarnawa**
– torfowisko wysokie, o powierzchni ok. 9 ha, jest usytuowane na terenie Sanu. Wysokość kopuły wynosi 3,5–5 m, a miąższość torfu przekracza 7 m. Torfowisko podlega ochronie od 1976 r., kiedy utworzono tu rezerwat florystyczny „Tarnawa” o pow. 34,4 ha. Powierzchnia torfowiska porośnięta jest kępami sosen, świerków i brzoź.

◀ Torfowisko Tarnawa
(fot. J. Siwek)



◀ Wezbrany San
poniżej Sękowca
(fot. J. Siwek)



▼ Górna Wołosatka
(fot. B. Rzonca)

roczną z maksimum w sezonie letnio-jesiennym związanym z największym natężeniem ruchu turystycznego i minimum – w pozostałym okresie (Łajczak i in. 2010; Masiota, Walkowiak 2010).

Infrastrukturę wodociągową posiadają miejscowości: Ustrzyki Górne, Wołosate, Tarnawa Niżna, Bereżki oraz Wetlina. Oczyszczalnie ścieków na terenie BdPN mają charakter niewielkich obiektów typu mechaniczno-biologicznego, obsługujące czasami pojedyncze budynki. Oczyszczalnie tego typu znajdują się w Bereżkach, Ustrzykach Górnych (4 obiekty), Wołosatem, Tarnawie Niższej oraz w Suchych Rzekach. Oczyszczane są również ścieki z części Wetliny znajdującej w obrębie BdPN; ścieki te są odprowadzane do oczyszczalni poza granicami Parku (Krochmal-Wąsik i in. 2010; Masiota, Walkowiak 2010).

Jakość wód

Skład chemiczny wód powierzchniowych i podziemnych w Bieszczadach kształtowany jest pod wpływem naturalnych cech geochemicznych środowiska przyrodniczego oraz zmiennych w czasie warunków hydrometeorologicznych. Wody należą do typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ ze znacznym udziałem siarczanów i jonu magnezowego. Podczas niżówek główne potoki BdPN charakteryzują się przewodnością elektrolityczną od 100 do $300 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, która w okresach wezbrań spada nawet do $60 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Rzeki charakteryzują się także niskim stężeniem mineralnych form azotu i fosforu: NO_3^- – od 1,6 do $3,0 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$; NH_4^+ – od 0,006 do $0,060 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$; NO_2^- – poniżej $0,02 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$; PO_4^{3-} – poniżej $0,02 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ (Siwek i in. 2011). W czasie wezbrań wiosennych stężenia NO_3^- mogą nieznacznie wzrastać do ponad $4 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$ (Łajczak i in. 2010; Siwek i in. 2011). W 2009 r. stan wód jednolitej części wód powierzchniowych „San od Wołosatego do zbiornika Solina” został sklasyfikowany jako zły, stan chemiczny – poniżej dobrego, a potencjał ekologiczny jako dobry (Raport..., 2010).

Szczegółowe badania dotyczące składu chemicznego wplywów wód podziemnych prowadzone były w zlewni Wołosatki. Stwierdzono tam mineralizację wód źródeł i młak od 30 do $320 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$. Najczęściej występującym typem wód podziemnych są wody tryjonowe $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ lub czterojonowe $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ (Rzonca, Siwek 2009; Rzonca, Siwek, red. 2011; Siwek, Rzonca 2009). W zlewni Wołosatki stwierdzono stosunkowo niskie stężenia azotanów wynoszące od 0,16 do $5,25 \text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$, co wskazuje na brak istotnych ognisk zanieczyszczeń wód podziemnych (Rzonca, Siwek 2009; Siwek, Rzonca 2009).

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródło potoku Hulskiego** – wydajne rumoszowe źródło na zboczach Smereka, poniżej granicy lasu. Źródło znajduje się w rozległej niszy na stromym stoku na wysokości 997 m n.p.m. Powyżej wypływu znajdują się liczne nisze osuwiskowe i koluwia. Nawet w suchym okresie wydajność wypływu wynosi $5 \text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Wypływ daje początek potokowi Hulskiemu.



◀ Górski potok
w zlewni Wołosatki
(fot. K. Przygodzka)

Zagrożenia wód

Obszar Bieszczadzkiego Parku Narodowego jest jednym z najlepiej zachowanych naturalnych obszarów Polski. Niewielki stopień przekształcenia środowiska i niska antropopresja dotyczą także stosunków wodnych. Całkowity brak jest, tak w samym Parku, jak i jego otoczeniu, dużych skupisk ludzi, przemysłu oraz działalności górniczej. Zaburzenia stosunków wodnych, jeśli nawet występują, mają niewielką intensywność i najczęściej ściśle lokalny charakter (Łajczak i in. 2010).

Zagrożeniem dla stosunków wodnych dotyczącym znacznej części BdPN jest zmniejszanie się retencji. Obszar Bieszczadów charakteryzuje się naturalnie niską retencją. Działalność człowieka, prowadzona zwłaszcza przed

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wodospad w zlewni górnej Wołosatki** – kilkumetrowy, spektakularny próg skalny w korycie jednego z dopływów Wołosatki. Próg założony jest na wychodni niższego pakietu piaskowców otryckich. Wodospad położony jest w obrębie stromego wciosu.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Żeremia bobrów w Wołosatem** – stanowisko bobra europejskiego (*Castor fiber*) zostało zasiedlone w 1998 r. Obecnie składa się ono z 12 zbiorników o łącznej powierzchni lustra wody przekraczającej 4,5 tys. m² i średniej głębokości ok. 65 cm. Obszar BdPN zamieszkuje ok. 120 bobrów, przy czym większość kolonii zlokalizowana jest w dolinie górnego Sanu.

utworzeniem Parku, przyczyniła się do dodatkowego zmniejszenia retencji tego obszaru. Intensywna niegdyś gospodarka leśna pozostawiła sieć dróg leśnych, z czasem przekształcających się w holwegi. Obecnie w holwegi przekształcają się także niektóre, intensywnie użytkowane szlaki turystyczne. Pozostałością prac melioracyjnych prowadzonych w dolinach górnego Sanu i Wołosatego są z kolei rowy i rury drenarskie. Te antropogeniczne sieci drenażu oddziałują na stosunki wodne przyspieszając krążenie wody. Także obserwowane zarastanie niewielkich zbiorników przyczynia się do zmniejszenia retencji. Lokalnie, szczególnie w dolinie górnego Sanu, zmniejszeniu retencji przeciwdziała aktywność bobrów, poprzez tworzenie rozlewisk. W wielu punktach nasypy drogowe i kolejowe (dawnej kolejki leśnej) powodują podpiętrzanie wód powierzchniowych i powstawanie niewielkich zalewisk, także będących elementami retencji (Łajczak i in. 2010; Rzonca, Siwek, red. 2011).

Zagrożenie jakości wód na terenie BdPN nie jest wysokie, a bieszczadzkie cieki można uznać za stosunkowo czyste. Jednakże poniżej większych miejscowości obserwuje się – zwłaszcza w sezonie turystycznym – wpływ negatywnych oddziaływań związanych z niewystarczająco sprawną gospodarką ściekową. Obniżenie jakości wód związane jest z obecnością w wodzie bakterii kałowych i związków biogenych – zwłaszcza azotanów i fosforanów. Podwyższone są także zawartości chlorków i potasu. Zmiana składu chemicznego wód skutkuje m.in. nadmiernym rozwojem glonów zaburzając równowagę ekologiczną potoków i rzek (Łajczak i in. 2010; Siwek i in. 2011).



► Rozlewisko utworzone przez bobry w Krywem (fot. B. Rzonca)





Wody w parkach narodowych Polski
DRAWIEŃSKI PARK NARODOWY

Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map
Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce
Widok na Jez. Ostrowieckie
(fot. A. Łąkowska)

Korekta
Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP
lookStudio
e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Drawieński Park Narodowy

Agnieszka E. Ławniczak,
Agnieszka Strzelczak, Adam Choiński



www.dpn.pl

Położenie

Drawieński Park Narodowy (DPN) jest położony w centralnej części makroregionu, zwanego Równiną Drawską, będącego częścią mezoregionu Pojezierze Południowopomorskie (Kondracki 2001). Park zlokalizowany jest w północno-zachodniej części Polski, jako jedyny na pograniczu aż trzech województw: lubuskiego, zachodniopomorskiego i wielkopolskiego. Główną osią hydrograficzną DPN jest Drawa wraz z jej największym dopływem – Płociczną. Poza doliną Drawy, w granicach Parku znajdują się fragmenty rynien polodowcowych, wypełnionych torfowiskami i jeziorami. Ponad 80% jego powierzchni pokrywają lasy, stanowiące centralną część Puszczy Drawskiej.

Dominującym gatunkiem lasotwórczym DPN jest sosna zwyczajna, pochodząca z licznych nasadzeń w miejscach występowania drzewostanów bukowych i dębowych. Na kilkuset hektarach, na zachód od doliny Drawy i w zlewniach rzek Płocicznej, Cieszynki i Rudnicy, zachowały się cenne starodrzewy bukowe. W siedliskach podmokłych występują olsy, łęgi oraz bory i brzeziny bagienne. Pozostałą powierzchnię Parku zajmują inne ekosystemy łądowe (9%) oraz wody (ok. 9%).

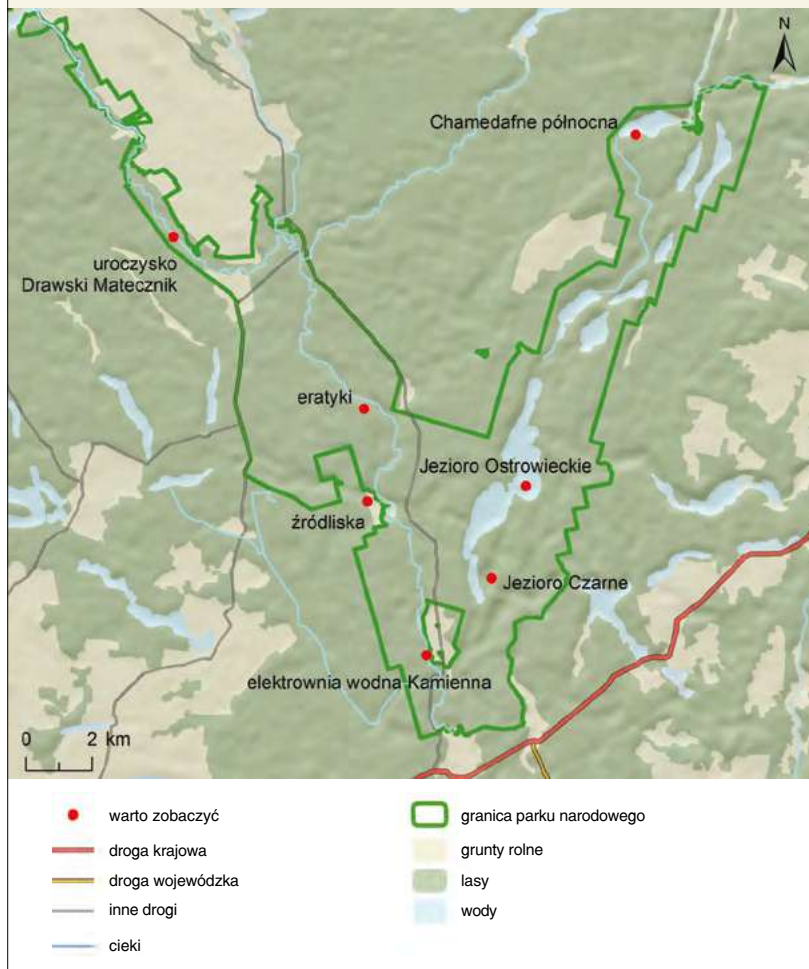
Dominującą formą ochrony jest ochrona częściowa, którą objęto 92% powierzchni Parku (102,25 km²). Ochrona ścisła prowadzona jest na 5,2% jego powierzchni, przede wszystkim na terenach leśnych i obszarach związanych z ekosystemami wodnymi. Ochronę krajobrazową wprowadzono na zaledwie 2,8% powierzchni Parku. Otulina zajmuje natomiast obszar 408,96 km².



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 maja 1990 r.
Powierzchnia: 115,38 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,64 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 0,69 km⁻²
Liczba jezior: 20
Liczba oczyszczalni ścieków: 6

Drawieński Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



WARTO ZOBACZYĆ

- **Uroczysko Drawski Matecznik** – fragment doliny Drawy położony na północny zachód od wsi Zatom. Walorem obiektu jest dobrze zachowana flora lasu liściastego, łągi żyzne i kwaśne buczyny oraz leżące nad rzeką wąskie płyty grądów. W rezultacie erozji wgłębnej, Drawa pozostawiła tu jako residuum liczne eratyki, leżące zarówno na terasach, jak i w korycie. W uroczysku chroni się procesy związane z naturalnym funkcjonowaniem lasów oraz procesy zboczowe doliny Drawy.

Budowa geologiczna i rzeźba

Obszar DPN leży w obrębie synklinorium szczecińskiego. Podłoże mezozoiczne zalega stosunkowo płytko, tj. ok. 150 m p.p.t. Są to utwory kredy – margle, gezy, piaski i piaskowce margliste. Bezpośrednio na powierzchni mezozoicznej leżą osady oligocenu (mułowce i mułki glaukonitowe z wkładkami węgla brunatnych), a na nich utwory miocenijskie w postaci różnoziarnistych piasków oraz mułków i mułowców ze zwęglonym detrytusem roślinnym i przerostami węgla brunatnych (Kozłowski, Nosek 1975; Listkowska i in. 1975). Kompleks utworów czwartorzędowych pokrywający osady



◀ Strome zbocza na odcinkach doliny meandrującej Drawy (fot. N. Holmes)

paleogenu i neogenu ma miąższość kilkudziesięciu metrów. Są to w głównej mierze piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe. Przeważającą część powierzchni DPN pokrywają zwarte połacie sandrów. Jedynie na wschód od Drawy, koło Barnimia, pojawia się płat glin zwałowych, zaś samą dolinę Drawy i doliny jej dopływów wyścielają piaski, żwiry, mady i mułki rzeczne (Kozłowski 1975, Listkowska, Maksiak 1975).

Rzeźba powierzchni DPN jest urozmaicona, co jest następstwem działalności lądolodu w okresie ostatniego zlodowacenia. Najniższy punkt, znajdujący się poniżej ujścia Płocicznej do Drawy osiąga wysokość 39,5 m n.p.m., a najwyższy (105,1 m n.p.m.) położony jest na wschód od jeziora Marta. Największe różnice wysokości, wynoszące ok. 20–30 m występują między krawędziami wysoczyzn a dnami dolin rzecznych i rynien jeziornych. Rynny są bardzo głęboko wcięte w podłoże. Najgłębsza z nich – rynna Jez. Ostrowieckiego – osiąga maksymalną głębokość 28,5 m (najgłębszy punkt dna leży na 30,5 m n.p.m.). Uwzględniając ten fakt, różnica wysokości między najwyższym i najniższym punktem DPN wynosi ok. 75 m.

Wody podziemne

Według podziału Polski na jednostki hydrogeologiczne, Drawieński Park Narodowy leży w Regionie Szczecińskim w Rejonie Dobiegniew-Drawna. Należy on do jednolitej części wód podziemnych nr 27, w której występują wody porowe (www.psh.gov.pl). W utworach czwartorzędowych, zidentyfikowano dwie użytkowe warstwy wodonośne na głębokościach od kilku

WARTO ZOBACZYĆ

- **Chamedafne północna** – tajgowa krzewinka (*Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench) – jedna z największych botanicznych osobliwości DPN, relikwit polodowcowy; roślina typowa dla borealnej strefy klimatycznej. Wczesną wiosną zakwita białymi beczułkowatymi kwiatostanami, dorasta do wysokości 1 m. W Polsce rośnie tylko na siedmiu stanowiskach. Torfowisko Sitno – najdalej na zachód wysunięty zasięg tej rośliny – porasta ok. 3 tys. osobników chamedafne północnej. Nie jest jasne, skąd ta roślina znalazła się właśnie w tym miejscu. W profilu lokalnych torfów nie znaleziono dowodów na jej występowanie wcześniej niż 200 lat temu.



do 60 m. Mają one miąższość od kilku do 45 m i wydajność od $30 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ (południowa część obszaru) do $110 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ (północna część obszaru). Wody są pod ciśnieniem od 100 do 600 kPa, lecz lokalnie posiadają zwierciadło swobodne. Poziomy wodonośne w utworach paleogenu i neogenu cechują się wydajnością od kilkunastu do powyżej $70 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ i występują pod ciśnieniem 500–700 kPa. Wodoprzewodność głównego użytkowego poziomu wodonośnego wynosi od 100 do $500 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ na południu do ponad $500 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ na północy DPN. Wody tego poziomu są dobre i nie wymagają uzdatniania (Jarząbek 1983; Pękacki, Ziółkowski 1985).

Pierwszy poziom wód podziemnych, w sandrach, zajmujących największy odsetek powierzchni DPN występuje na głębokości od 2 do 5 m p.p.t. W dolinach rzecznych oraz w obniżeniach terenu wody podziemne pojawiają się bardzo płytko, tj. do 1 m p.p.t. W dolinie Drawy na północ od Moczela, bardzo płytkie wody aluwialne występują w pasie o szerokości 150–200 m. W południowej części Parku pas ten jest znacznie szerszy, sięgając w wielu miejscach 0,5 km. Również w otoczeniu jezior wody podziemne leżą płytko.

Z uwagi na znaczne deniwelacje terenu oraz korzystne warunki hydrogeologiczne, obszar DPN predysponowany jest do występowania dużej liczby naturalnych wypływów wód podziemnych, których łącznie zlokalizowanych jest ok. 80, przy czym przybierają bardzo różną postać: od niewidocznych linijskich stref zasilania rzek, jezior i torfowisk, przez wysięki, wycieki i młaki, do spektakularnych źródeł i ich zespołów – źródeł (Stępień 2010). Toteż pod względem liczby obiektów krenologicznych, DPN można uznać za jeden z najbogatszych w wypływy niżowych parków narodowych. Zalegające na powierzchni terenu chłonne strefy sandrowe zapewniają stabilne zasilanie wypływów. W ich obrębie oraz wokół nich powstały często unikalne

▲ 1. Źródło w pobliżu Barnimia
(fot. M. Stępień)

2. Źródło pod Kasztanem
(fot. M. Stępień)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródlika** – wypływy w otoczeniu Jez. Moczela z interesującymi zbiorowiskami mchów, wątrobowców źródłiskowych i przedstawicielami fauny – chruścikami (*Trichoptera*). Ciekawe są także zespoły roślin egzystujące na zwałonych pniach i kamieniach omywanych lub opryskiwanych wodą z wypływów.

biotopy. Ich specyfika wynika ze względnej stabilności temperatury wypływających wód. Ekosystemy źródliskowe zlokalizowane są w dolinie Płocicznej oraz rynnach Moczelskiej i Miradzkiej. W obrębie źródlisk spotkać można mchy i wątrobowce źródliskowe oraz rzeżuchę gorzką. Największe ich koncentracje występują w dolinie Płocicznej (na północ od Jez. Ostrowieckiego), na brzegach ciągu jezior od Jez. Jamno po Jez. Marta, w dolinie Drawy (od Głuska do rezerwatu „Zawilcowe Lasy” oraz na północ od Barnimia). Najwydajniejsze źródło stałe o wydajności $49 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ znajduje się w dolinie Drawy, nieopodal Moczela. Jest to drugie pod względem wydajności źródło w dorzeczu Odry, a pierwsze w jego części niżowej (Choiński, Ptak 2009). Średnia temperatura wód źródlanych w DPN wynosi $9,0^\circ\text{C}$, $\text{pH} = 7,3$, przewodność elektrolityczna właściwa – $413 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, ilość tlenu rozpuszczonego – $4,6 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, natomiast mineralizacja ogólna – $331 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$.

Wody powierzchniowe

Teren Drawieńskiego Parku Narodowego leży w całości w zlewni Drawy, prawobrzeżnego dopływu Noteci, o długości ok. 200 km i powierzchni zlewni 3,2 tys. km^2 . Źródła rzeki położone są koło Połczyna Zdroju, a ujście znajduje się nieco poniżej Krzyża. Średni spadek rzeki wynosi 0,61‰, a średnia roczna amplituda wahań stanu wody ok. 50 cm. Rzeka cechuje się zróżnicowanym charakterem: od nizinnego o niewielkim przepływie, po odcinki o cechach strumienia górskiego o dużym spadku koryta wyścielonego materiałem skalnym. W Drawnie średni przepływ Drawy wynosi $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, przy

Średnia koncentracja jonów w wodach źródlanych w DPN (Stępień 2010)

Na^+ – $5,1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$

K^+ – $1,1 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$

Ca^{2+} – $65,5 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$

Mg^{2+} – $4,0 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$

HCO_3^- – $181,9 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$

SO_4^{2-} – $35,3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$

Cl^- – $22,8 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$

NO_3^- – $6,4 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$



◀ Nizinny odcinek Drawy (fot. K. Szoszkiewicz)

ujściu Kamiennej – $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, zaś u ujścia do Noteci (w Drawinach) – ponad $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Zmienność przepływów Drawy jest niewielka, jej reżim przepływów stabilny. Wpływa na to z pewnością duży udział powierzchni sandrowych, pokrytych zwartymi połaciami lasów oraz drenaż zasobnych w wodę sandrowych poziomów wodonośnych. Stwarza to warunki do stabilnego zasilania koryta rzeki zarówno w skali roku, jak i wielolecia (Choiński 1988, Jokiel 1994).

Głównym dopływem Drawy jest Płociczna o długości ok. 51 km i powierzchni zlewni 440 km^2 . W swoim biegu, przepływa ona przez jeziora: Sitno, Płociczno i Ostrowieckie. Rzeka charakteryzuje się dużą zmiennością parametrów hydromorfologicznych. Do ujścia Rudnicy, Płociczna jest uregulowana, natomiast w dalszym biegu jej bieg jest prawie naturalny, zwłaszcza poniżej Jez. Ostrowieckiego. Odcinek ten charakteryzuje się licznymi meandrami, znacznym przepływem i dominacją żwiru i otoczków w materiale dennym. Wahania stanu wody w ciągu roku wynoszą średnio 30 cm. Średni przepływ rzeki na granicy DPN wynosi $1,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, natomiast na wysokości Pustelni $2,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, zaś w odcinku ujściowym – $3,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W dolinie rzeki, w bagiennym lesie olszowym występują liczne wycieki.

Drugim co do wielkości dopływem Drawy jest Korytnica o długości 37 km i niewielkich wahaniami stanu wody w ciągu roku (ok. 15 cm) oraz dużej stabilności przepływu (przepływ średni – $2,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). W granicach Parku znajduje się krótki odcinek tej rzeki (ok. 180 m, od mostu na drodze Drawno – Głusko do ujścia). Zlewnia Korytnicy cechuje się dużym udziałem borów sosnowych, w wielu miejscach wykarczowanych do tzw. zrębów zupełnych. Łąki dominują na południe od Nowej Korytnicy, tworząc uroczysko Sołtysi Most. Lewobrzeżnym dopływem Drawy jest Słopica, której odcinek liczący ok. 700 m przepływa przez Park. Całkowita długość rzeki wynosi 21 km. Struga ma typowo pojezierny charakter, a w jej zlewni występuje duży udział gruntów ornych.

Na terenie Parku położonych jest 20 jezior o zróżnicowanych warunkach morfologicznych i troficznych. Do grupy jezior zeutrofizowanych przepływowych należą jeziora: Sitno, Płociczno, Ostrowiec i Jamno.

Największym jeziorem DPN jest Ostrowiec o powierzchni $369,9 \text{ ha}$ i maksymalnej głębokości 28,5 m. Południowa część akwenu łączy się z niewielkim przesmykiem Jez. Głuchym Dużym i dalej z Jez. Głuchym Małym, tworząc tzw. Jez. Ostrowieckie, o łącznej powierzchni $387,6 \text{ ha}$. W jego obrębie wyróżnić można cztery płosa wyraźnie różniące się od siebie morfologią (Piotrowicz, Klimaszyk 2009). Na jeziorze leżą trzy wyspy: Lech (południowa), Okrzeja (środkowa) i Pokrzywka (północna). Jest ono trzecim akwenem w ciągu jezior, przez które przepływa Płociczna.

Pierwszym z nich jest Jez. Sitno, polimiktyczny akwen o maksymalnej głębokości 7 m, powierzchni $67,2 \text{ ha}$. Drugim akwenem jest Jez. Płocicz-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Eratyki** – głązy polodowcowe, przytransportowane przez lądolód z obszaru Półwyspu Skandynawskiego. W dolinie Drawy i w dolinach jej dopływów występują licznie tworząc głązowiska. Największy z nich tzw. Wydrzy Głąz (Dziewiczy) o obwodzie ok. 14 m znajduje się przy korycie Drawy, w sąsiedztwie rezerwatu „Zawilcowe Lasy”, nieopodal Sitnicy.



no, również polimiktyczne, o maksymalnej głębokości 5,2 m i nieco mniejszej powierzchni 56,1 ha. Przepływowe Jez. Sitno charakteryzuje się 18-krotną wymianą wody w ciągu roku, ale niewielkimi wahaniami stanu wody wnoszącymi ok. 15 cm. W jeziorze bierze początek tzw. Kanał Sicieński, będący zabytkiem techniki. Ma on długość 22 km i biegnie od Jez. Sitno, wzdłuż doliny Płocicznej i Jez. Ostrowieckiego do doliny Drawy. W przeszłości kanał ten nawadniał łąki w okolicach Głuska. W zlewni bezpośredniej Jez. Sitno od strony północnej i południowej, występują łągi olszowe. Wschodnią część porastają zaś łąki Północne, a na ich obrzeżach od strony lasu rosną cztery dęby będące pomnikami przyrody ożywionej. W okolicy śródlęsnego parkingu położonego przy brukowanej Drodze Krępskiej, na północnym brzegu jeziora, rośnie też rzadka sosna „kołnierzykowata” o dachówkowato odstającej korowinie.

Jez. Płociczno charakteryzuje się wysoką podatnością na degradację ze względu na duży udział powierzchni zlewni w stosunku do powierzchni jeziora (tzw. współczynnik Ohlego = 356,4). Korzystnie oddziałują natomiast duże powierzchnie leśne w zlewni bezpośredniej jeziora zajmujące

▼ Pomost na Jez. Ostrowieckim
(fot. A. Łąkowska)



aż 98% powierzchni jego zlewni (602,8 ha). Wymiana wody w akwencie jest intensywna i zachodzi 46 razy w ciągu roku. W północno-wschodniej części zbiornik zasilany jest poprzez kanał wodami z Jez. Jamno. W odcinku ujściowym Płocicznej, w wyniku depozycji rumowiska, utworzyła się w jeziorze delta o unikatowym charakterze w skali kraju. Występują tu koryta rozprowadzające, odsypy, stożki przelewowe oraz stromy stok czołowy. Niestety, od 20 lat, z powodu sztucznego podpiętrzenia wód jeziora, proces usypywania tej delty jest hamowany.

Jez. Jamno, zwane Gamel lub Gemel, o powierzchni 27,6 ha, maksymalnej głębokości 9,2 m i średniej 3,5 m, położone jest w rynn timerównoległej do doliny Płocicznej. Wymiana wody w jeziorze zachodzi 16 razy w ciągu roku. Akwen zasilany jest wodami z Jez. Drogiego. Północne brzegi jeziora porastają olsy i łągi z roślinnością źródliskową. W łągach olchowych znajduje się jedno z nielicznych w tym regionie źródeł typu basenowego o wydajności $1,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Do eutroficznych jezior bezodpływowych należą: Perkoz, Pustelnia i Moczela. Są one małe i mają niewielką głębokość. Powierzchnia najmniejszego z nich – Perkoz – wynosi 1,3 ha, a głębokość maksymalna 4,6 m. Jez. Pustelnia ma powierzchnię 2,7 ha i głębokość maksymalną 5,1 m. Wymiana wody w akwencie (głównie pionowa) zachodzi 1,7 razy w ciągu roku, natomiast w Jez. Moczela 3,3 razy. Ma ono powierzchnię 2,5 ha oraz głębokość maksymalną 1,5 m.

W Rynnie Moczelskiej leży również eutroficzne Jez. Świnka (zwane Arkońskim lub Cichym) o powierzchni 13,14 ha i maksymalnej głębokości 4,0 m. Mimo bezpośredniego otoczenia lasem, wody jeziora charakteryzują się wysoką trofią. Akwen ten jest odwadniany ciekim zasilającym strugę Moczela – dopływ Drawy.

Walorem Parku są mezotroficzne, bezodpływowe jeziora ramienicowe, np. Marta, Płociowe, Zdroje, Kocie, Czarne, Piaseczno Duże, z których część reprezentuje rzadko spotykany podtyp z łąkami kryniczników z rodzaju *Nitella*.

Klejnotem Parku jest meromiktyczne Jez. Czarne, stanowiące unikat hydrologiczny oraz spektakularny przykład jeziora ramienicowego, o szafirowym kolorze wody i specyficznej florze bakteryjnej. Jest to niewielki zbiornik bezodpływowy o powierzchni 19,48 ha, z jednym głęboczkim sięgającym 29 m głębokości. Meromiktyczny typ jeziora sprzyja występowaniu na dnie beztlenowych bakterii *Desulfovibrio desulfuricans*, produkujących siarkowodor nasycający wody głębinowe oraz obecności unikatowych purpurowych bakterii siarkowych *Cromatium okenii* utleniających siarkowodor do wolnej siarki. Wymiana wody w jeziorze jest bardzo powolna (raz na 20 lat). Z uwagi na słabo rozpoznane warunki hydrologiczne jeziora, obserwowany w ostatnich latach wzrost stanu wody w akwencie jest trudny do wyjaśnienia.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Elektrownia wodna Kamienna** – zlokalizowana na Drawie przy osadzie założonej w XVIII w. na miejscu smolarni. Budowa elektrowni została rozpoczęta w 1896 r. tj. zaledwie 5 lat po uruchomieniu pierwszej elektrowni wodnej na świecie. Urządzenia elektrowni funkcjonują w stanie niezmiennym. Najciekawsze są dwa hydrozespoły z turbinami, generatory oraz zabytkowa suwnica. Na uwagę zasługują także jazy robocze, którymi dostarczana jest woda do turbin, przepławka dla ryb oraz niewykorzystywana już dziś pochylnia dla tratw.



▲ Elektrownia wodna w Kamiennej (fot. A. Łąkowska)



◀ Brzeg Jez. Czarnego w pobliżu „ponoru” (fot. A. E. Ławniczak)



◀ Panorama Jez. Czarnego (fot. A. E. Ławniczak)

Jednym z głębokich jezior DPN jest Marta (inaczej zwane Martwica, Martew, Martynberg, Stara Marta). Ma ono silnie wydłużony kształt (w kierunku północno-wschodnim) i maksymalną głębokość 25 m. W obrębie płycizn (do 1 m) łączących cztery głęboczki, rozciągają się łąki ramienicowe. Roczna amplituda wahań stanu wody wynosi 20 cm, a wymiana wody zachodzi 2,8 razy w ciągu roku. Szmaragdowy kolor jeziora wynika z dużej zawartości węglanu wapnia w osadach jeziornych.

W północno-wschodniej części Parku, równolegle do Jez. Marta, leży południkowo rozciągnięte Jez. Płociowe (lub Rakowe). Jest ono uważane

za jedno z najpiękniejszych jezior DPN. Należy do jezior dimiktycznych o powierzchni 35,3 ha i głębokości maksymalnej 25 m. Wymiana wody w jeziorze jest powolna (1 raz na 10 lat). Podobne cechy hydrologiczno-morfologiczne ma Jez. Piaseczno Duże o powierzchni 58,7 ha i głębokości maksymalnej 25,9 m. Woda w nim ulega wymianie raz na 10 lat.

Spośród jezior ramienicowych najmniejsze są: Zdroje i Kocie. Jez. Zdroje o powierzchni 23,3 ha i maksymalnej głębokości 4,8 m jest odwadnianie ciekim wpadającym do Jez. Jamno. W południowym krańcu akwenu rozwinęło się niewielkie torfowisko przejściowe, powoli zarastające olszą i wierzbą uszatą. W północnej części istnieje zaś duży i unikatowy kompleks źródlisk, z którego wody spływają do jeziora strumieniem otoczonym przez lasy łęgowe.

Na zachód od Jez. Ostrowieckiego położone jest niewielkie Jez. Kocie (powierzchnia 2,5 ha, głębokość maksymalna 2,8 m). Z powodu obniżenia się poziomu wód gruntowych, odpływ z jeziora zanikł, co przyczyniło się do zmiany charakteru akwenu na bezodpływowy. Wymiana wody w jeziorze zachodzi średnio co 8 miesięcy.

Grupę jezior dystroficznych reprezentują: Piaseczno Małe i Głodne Jeziora. Największym z nich jest Piaseczno Małe o powierzchni 8 ha i głębokości maksymalnej 6,8 m. Charakteryzuje się ono wolnym tempem wymiany wody (raz na 10 lat). Głodne Jeziora to grupa pięciu bezodpływowych oczek wodnych o powierzchniach: 0,1, 0,42, 0,65, 0,64 i 0,87 ha, położona w północno-wschodnim krańcu Parku. Na ich obrzeżach wykształciły się torfowiska z unikatową roślinnością torfotwórczą, m.in. z żurawiną drobniolistną, turzycą bagienną i roszczkami. Zlewnie jezior pokrywają lasy sosnowe.

Zaledwie 3% powierzchni DPN, tj. ok. 300 ha, zajmują torfowiska. Wśród nich można wyróżnić torfowiska pojezierne (w różnych fazach zarastania zbiornika wodnego), torfowiska soligeniczne (tworzące się w miejscach intensywnego wypływu wód podziemnych) i torfowiska fluwiogeniczne (rozciągające się wzdłuż okresowo zalewanych dolin rzecznych). Najcenniejsze z nich znajdują się na obrzeżach Głodnych Jezior zarastających dośrodkowo mszarami.

Wykorzystanie wód

Drawa była wykorzystywana jako rzeka żeglowna już od XIV w. Prace regulacyjne polegające na umacnianiu brzegów, oczyszczaniu z pni i pogłębianiu koryta, wykonywano tu już w XVII w. Intensywną eksploatację rzeki rozpoczęto w wieku XVIII. Była ona wykorzystywana do spławu drewna pozyskiwanego z lasów Puszczy Drawskiej. Utworzono wówczas system kilku-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jez. Czarne** – najgłębsze jezioro DPN. Cechuje się wyjątkowo dużą przezroczystością (średnio 7,0 m) oraz szafirowym kolorem wody. Jezioro to zaliczyć można do rzadkich w Polsce jezior meromiktycznych o dużej bezwładności termicznej. Nawet w okresie wiosennej i jesiennej miksji, wymieszaniu nie ulega cała masa wody. Dno strefy przybrzeżnej porastają podwodne łąki ramienic oraz kępy jeziorzy morskiej i zamętnicy błotnej (Kraśka i in. 2006a, b). W wodach jeziora żyje sieja, która najprawdopodobniej jest pochodzenia rodzimego. Woda z Jez. Czarnego odpływa na południe do oczka wodnego, które jest bezodpływowe, zatem jego wody muszą intensywnie infiltrować, zasilając warstwy wodonośne, tworząc rodzaj „ponoru”.



▲ „Ponor” w okolicach Jez. Czarnego (fot. A. E. Ławniczak)



1



2



3

nastu bindug, czyli miejsc służących do składowania drewna przed ich spławem, których pozostałości można oglądać w Parku. Jako rzeka spławna, Drawa była wykorzystywana do lat 70. XX w. Pod koniec XIX w. na Kamiennej zbudowano karbidownię, później przekształconą w elektrownię wodną. W 1916 r., powyżej Prostyń powstała druga elektrownia wodna – Borowo.

Na terenie DPN do spływów kajakowych udostępniane są Drawa oraz Korytnica. Od 2010 r. wprowadzono ograniczenia ilości turystów korzystających z wód Parku. Do wędkowania został udostępniony zachodni brzeg Jez. Ostrowite oraz północny brzeg Jez. Sitno (od 1 kwietnia do 30 listopada).

- ▲ 1. Głodne Jeziorko nr 2 z rozwiniętym płem mszarnym (fot. A. E. Ławniczak)
- 2. Zbiorowiska rdestnic w korycie Drawy (fot. N. Holmes)
- 3. Zbiorowiska wywłócznika w rzece Krąpiel (fot. N. Holmes)

Wędkować można również w Drawie, poniżej elektrowni Kamienna (od 1 lipca do 15 marca).

Jakość wód

Wody rzek Drawieńskiego Parku Narodowego charakteryzują się dobrym stanem czystości i odpowiadają I lub II klasie jakości wód określonych w Rozporządzeniu Ministra Środowiska z 2008 r. (Raport..., 2008). Stężenie różnych form azotu w wodach Drawy (azotanów, azotynów i związków amonowych) jest szczególnie korzystne. Zawartość azotanów wynosi średnio $0,4 \text{ mgN-NO}_3 \cdot \text{dm}^{-3}$ (Domagała i in. 2009; Raport..., 2008). Stężenie azotynów jest też niskie i zawiera się w zakresie od 0,01 do 0,02 $\text{mgN-NO}_2 \cdot \text{dm}^{-3}$; latem wzrasta. Podwyższona ilość azotu amonowego obserwowana jest tylko incydentalnie. Zwykle kształtuje się ona na poziomie $0,11 \text{ mgN-NH}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$ (Ławniczak i in. 2008, 2009; Ocena..., 2010a).

Koncentracja fosforu ogólnego waha się w zakresie od 0,03 do 0,20 $\text{mgP} \cdot \text{dm}^{-3}$ i odpowiada I klasie jakości wód (Ocena..., 2010a). Podwyższone parametry jakości wód (w szczególności różnych form fosforu) obserwowane w latach wcześniejszych, spowodowane były niedostatecznym stopniem oczyszczania ścieków komunalnych w zlewni Drawy oraz dopływem zanieczyszczeń z terenów rolniczych (Domagała i in. 2009; Raport..., 2008). Ocena stanu ekologicznego wybranych odcinków Drawy i wybranych jej dopływów metodą makrofitową wykazała jej dobry i bardzo dobry stan ekologiczny (Ławniczak i in. 2010a, b, c; Ocena..., 2010a).

Jakość wód Płocicznej i Korytnicy, z punktu widzenia badanych parametrów fizyko-chemicznych i biologicznych odpowiada I klasie. Stężenie azotu ogólnego Kiejdahla w wodach tych rzek jest niskie i waha się w zakre-

▼ 1. Kolonia kormoranów na wyspie Lech na Jez. Ostrowieckim (fot. ze zbiorów Centrum Limnologii IMGW-PIB)

2. Gniazdujące kormorany w DPN (fot. ze zbiorów Centrum Limnologii IMGW-PIB)



1



2

się od 0,03–0,07 mgN·dm⁻³. Zawartość fosforu ogólnego jest również na niskim poziomie i wynosi 0,08 mgP·dm⁻³. W Korytnicy stwierdzono jedynie podwyższoną wartość ChZT_{Mn}, pozwalającą zaliczyć jej wodę do II klasy jakości (Ocena..., 2010a).

Do grupy jezior eutroficznych należą akweny położone w rynnicy Płocicznej. Największe na terenie parku Jez. Ostrowieckie charakteryzuje się eutroficznym typem wód. Jednakże między czterema płosiami jeziora jakość wód jest zróżnicowana. Widzialność krążka Secchiego waha się w ich wodach od 1,2 do 4,1 m. W płosie o najmniejszej przezroczystości, zawartość chlorofilu wynosi 8,22 μg·dm⁻³, a fosforu ogólnego 0,084 mgP·dm⁻³. Natomiast w części jeziora o największej przezroczystości, stężenie chlorofilu jest ponad pięciokrotnie niższe (Piotrowicz i in. 2010). Odczyn wód jeziora jest lekko zasadowy (pH 8). We florze dominują gatunki o liściach pływających (elodeidy), stanowiące 63% całkowitej flory jeziora. Ok. 9% flory tworzą ramienice. Jezioro posiada klasyczną stratyfikację termiczną, charakterystyczną dla jezior o znacznych głębokościach. W lecie, wody hipolimnionu o temperaturze ok. 5°C zalegają na głębokości większej niż 10 m. Warto podkreślić, iż oprócz wędkarzy, znaczne ilości zanieczyszczeń eutrofizujących (w postaci guana) wprowadzają do wód jeziora kormorany, których kolonia, od prawie 20 lat, zadomowiła się na wyspie Lech.

Jez. Sitno jest silnie zeutrofizowane, o czym świadczą wysokie stężenia związków biogenych, niewielka przezroczystość wody (widoczność do 1,3 m) oraz deficyty tlenu obserwowane w okresie letnim już na głębokości 2–3 m. Zawartość chlorofilu w wodzie jest tu wysoka i wynosi 13,8 μg·dm⁻³. O żyzności akwenu świadczy też charakterystyczny skład gatunkowy flory. Strefę litoralną tworzą zbiorowiska trzciny pospolitej, z udziałem manny mielec i tataraku. Spośród roślinności zanurzonej występują zbiorowiska rdestnic, rogatka i moczarki kanadyjskiej, które stanowią 26% całej flory jeziora (Piotrowicz i in. 2010). Nymfeidy mają największy udział w strukturze flory (44%). Reprezentują je m.in. grąźel żółty i grzybień biały, które bujnie rozwinęły się przede wszystkim w zachodniej części akwenu.

Jez. Płociczno charakteryzuje się również wysoką trofią. Mimo polimiktycznego charakteru, w warstwie naddennej obserwuje się okresowe niedobory tlenu. Wśród roślinności wynurzonej (32% całkowitej flory jeziora) dominuje trzcina. Najliczniej występują nymfeidy stanowiące 47% całkowitej flory jeziora. Fauna ryb zdominowana jest przez płoć i leszcza. Analogiczne warunki występują w Jez. Jamno, które od głębokości ok. 4 m pozbawione jest tlenu. Średnia przezroczystość wody nie przekracza 2 m.

Bezodpływowe jeziora: Perkoz, Pustelnia i Moczele, należą także do akwenów eutroficznych. Zawartość chlorofilu waha się w nich od 12,47 μg·dm⁻³ (Pustelnia) do 18,39 μg·dm⁻³ (Moczele) wpływając na niewielką przezroczystość wody (1,1 m). Natomiast bezodpływowe jeziora ramienicowe: Marta,

WARTO ZOBACZYĆ

● **Jez. Ostrowieckie** – największy akwen w DPN o zmiennej powierzchni tafli wody: w 1967 r. przy stanie 59,0 m n.p.m. posiadał powierzchnię 387,6 ha, zaś w 1975 r. przy stanie 58,5 m n.p.m. powierzchnia zmalała do 352,5 ha. Misa jeziora gromadzi 36,4 mln m³ wody. Jej przezroczystość wynosi od 2 do 3 m. Wody północnej, przepływowej części jeziora, mają charakter eutroficzny; na dnie występują: moczarka, rdestnice, rogatki i wywłóczniki. Na południe od wyspy Okrzeja, akwen nabiera cech mezotroficznych, a na dnie pojawiają się łąki ramienicowe. Na wszystkich wyspach (przed II wojną światową były rezerwatami) gniazdują gągoły i tracze nurogęsi. Na wyspie Lech zamieszkały kormorany. Jezioro posiada urozmaiconą ichtiofaunę (płocie, ukleje, okonie, krąpie, liny, leszcze, szczupaki i węgorze) – osobliwością jest rzadko występująca w Polsce troć jeziorowa.

Płociowe, Zdroje, Kocie, Czarne, Piaseczno Duże, cechują się mezotroficznym typem wód, o niskiej zawartości związków biogenych. W osadach dennych stwierdzono wysoką zawartość węgla wapnia.

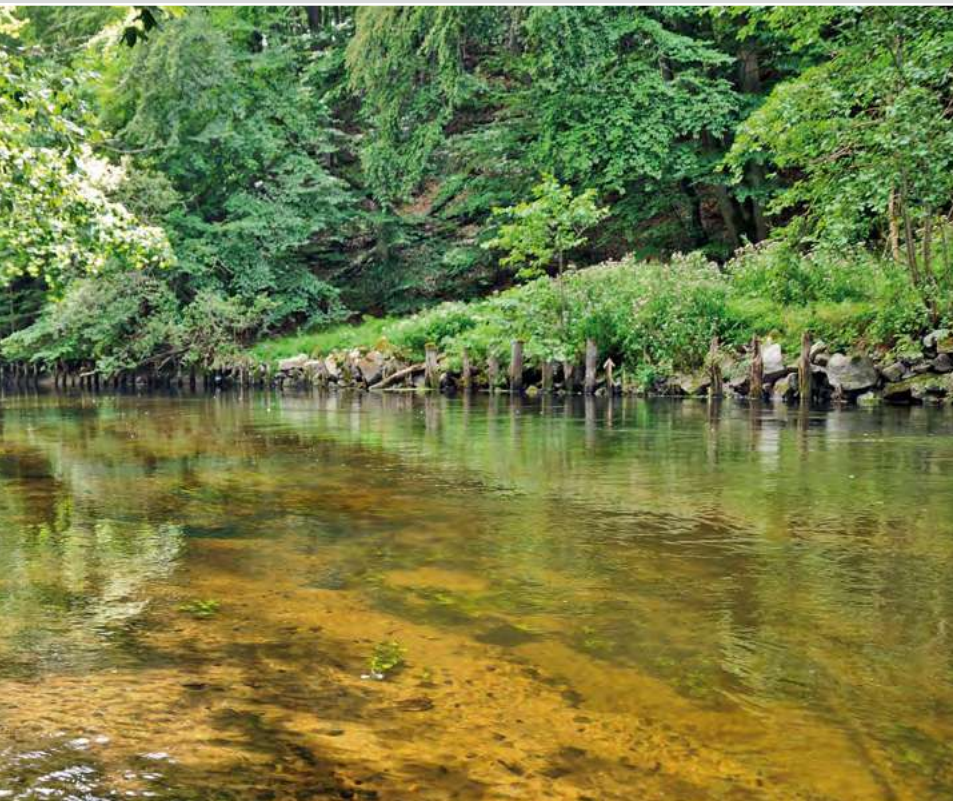
Najcenniejsze w DPN Jez. Czarne posiada wody meromiktyczne o niskiej zawartości związków biogenych. Warstwa epilimnionu sięga tu do głębokości 13 m. Niska zawartość chlorofilu ($1,02 \mu\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$) wpływa na wysoką przezroczystość wody. Średnia widzialność krążka Secchiego wynosi 7 m, osiągając niekiedy nawet ponad 10 m (Piotrowicz i in. 2010).

W Jez. Marta przezroczystość wody wynosi ok. 6 m. Zawartości sestonu ($1,9 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) i chlorofilu ($0,86 \mu\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$) są niskie. Strefa szuwarowa jest uboga. Tworzą ją zbiorowiska reliktu postglacjalnego – kłoci wiechowatej. Aż 88% składu gatunkowego flory jeziora stanowią ramienice (Piotrowicz i in. 2010).

Jez. Płociowe – podobnie jak pozostałe jeziora ramienicowe – charakteryzuje się wysoką jakością wody, wynikającą z małego dopływu biogenów ($7,0 \text{ g N} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{r}^{-1}$ i $0,21 \text{ g P} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{r}^{-1}$). Szmaragdowozielony odcień wody jest efektem dużej zawartości węgla wapnia w osadach jeziornych. Sprzyja to rozwojowi kłoci wiechowatej, a także występowaniu licznych populacji ramienic i krynicznika (*Nitella flexilis*). Jezioro jest jednym z czterech stanowisk krynicznika w DPN. Ramienice stanowią aż 82% składu roślinności jeziora. Średnia przezroczystość wody wynosi 4 m. Najpospolitszymi gatunkami ryb w jeziorze są płoć, sielawa i okoń. Najzasobniejsze w węglan wapnia są wody Jez. Zdroje, zawierające ok. $50 \text{ mgCa} \cdot \text{dm}^{-3}$. Ich przezroczystość sięga 2,6 m i jest zbliżona do średniej głębokości zbiornika. Ramienice stanowią 39% flory jeziora. W porównaniu z innymi jeziorami ramienicowymi, obserwuje się w nim duży udział elodeidów (35%). Stężenie chlorofilu wynosi niespełna $1,7 \mu\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Piotrowicz i in. 2010).

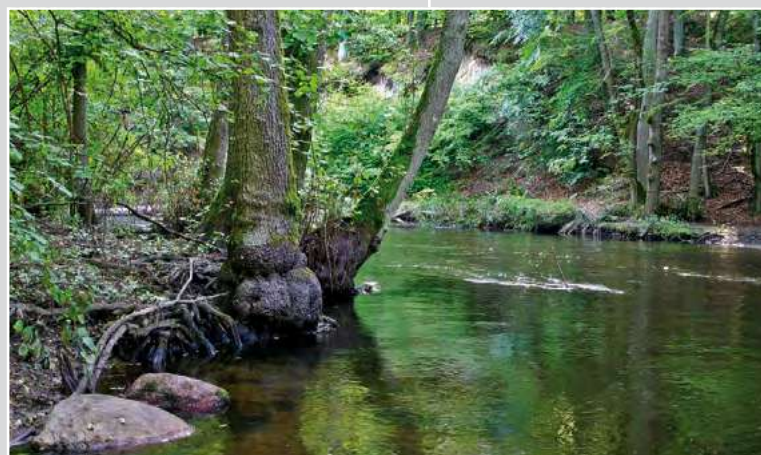


◀ Strefa litoralna meromiktycznego Jez. Czarne (fot. A. E. Ławniczak)



◀ Widok na Drawę w pobliżu elektrowni Kamienna (fot. A. Łąkowska)

▼ Drawa meandruje w obrębie terasy zalewowej porośniętej olszą czarną (fot. N. Holmes)



◀ Koryto Drawy z widocznymi zbiorowiskami roślin zanurzonych i rumoszem drzewnym (fot. N. Holmes)

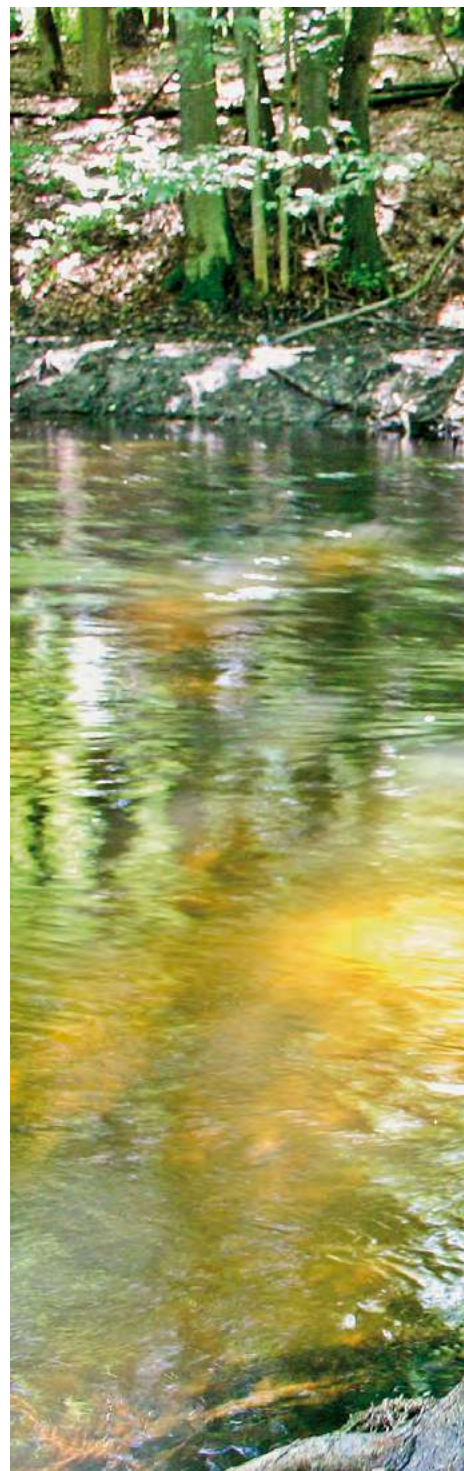
▲ Odślonięte korzenie drzew w korycie Drawy (fot. N. Holmes)

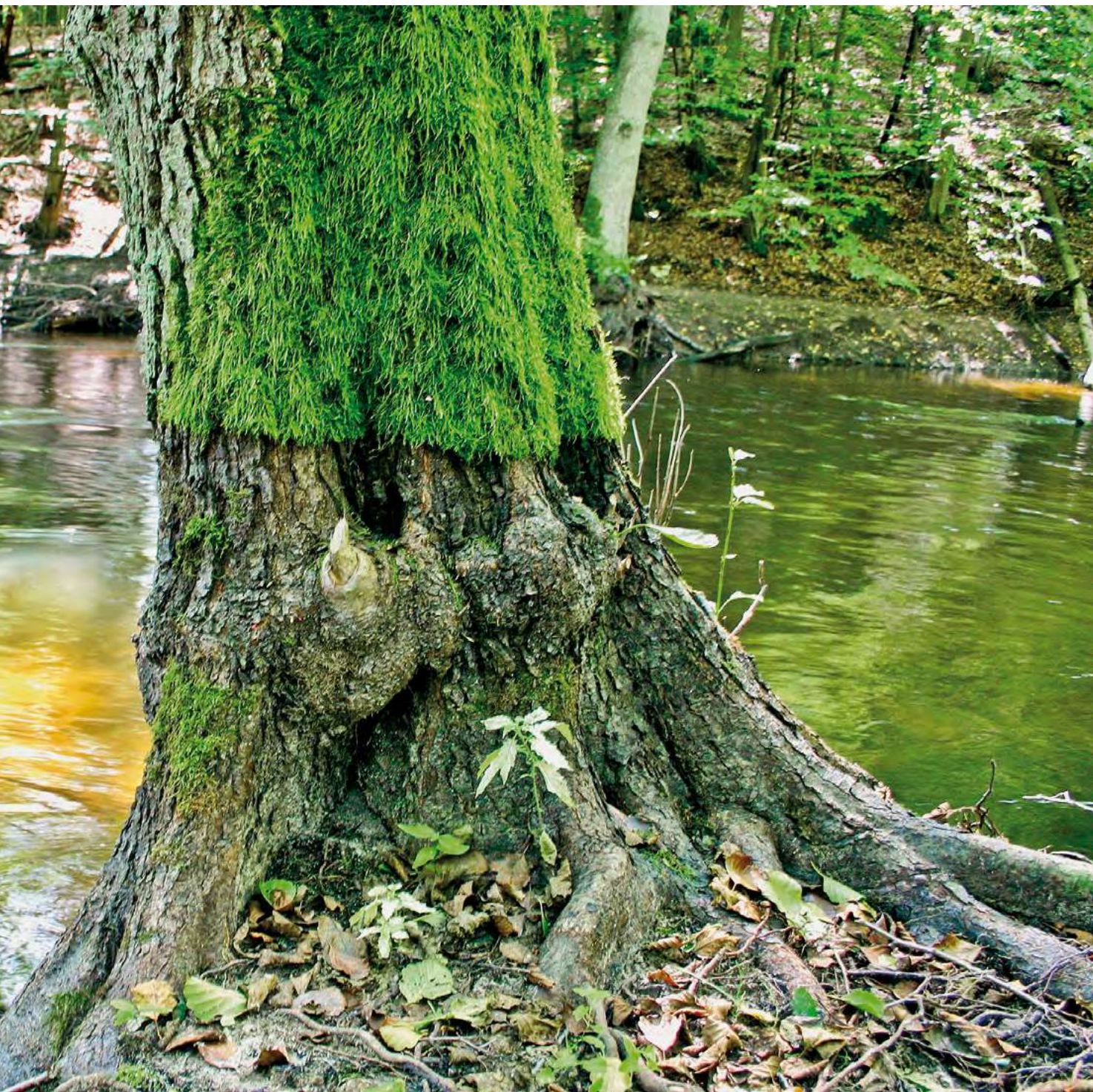
Jeziora humusowe reprezentowane są przez Jez. Kocie i Jeziorka Głębo-
kie. Przezroczystość wody waha się w nich od 1,3 do 2,5 m. Wody charak-
teryzują się też niskim pH (ok. pH 4,5) i niewielką zawartością biogenów.
Stężenie fosforu ogólnego wynosi ok. $0,08 \text{ mgP} \cdot \text{dm}^{-3}$. W Jeziorkach Głębo-
kich najliczniej występują nymfeidy (ok. 80%). Pozostałe 20% flory udziału
stanowią mszaki i helofity.

Zagrożenia wód

Głównym zagrożeniem dla jakości wód Drawieńskiego Parku Narodowego,
a zwłaszcza stanu roślinności wodnej, jest turystyka kajakowa. W 2009 r.
co najmniej 12,5 tys. kajakarzy skorzystało ze szlaków wodnych DPK, a pra-
wie 9,9 tys. osób biwakowało na jego terenie. Na obszarze Parku znajduje
się aż 6 miejsc do biwakowania (Drawnik, Barnimie, Bogdanka, Sitnica,
Pstrąg, Kamienna) oraz 6 miejsc parkingowych (Zakręt Raka, Rogoźnica,
przy Jez. Ostrowieckim, osada Ostrowiec, Pustelnia, Gwiazda). Istotnym za-
grożeniem jest wędkarskie użytkowanie jezior. W 2009 r. obciążenie węd-
karskie jezior DPN wyniosło 2583 osobodni. Oprócz uporządkowania zago-
sposodarowania turystycznego i rekreacyjnego, w celu poprawy stanu wód,
konieczne jest zmodernizowanie gospodarki wodno-ściekowej oraz ogra-
niczenie dopływu zanieczyszczeń z terenów rolniczych położonych w całej
zlewni Drawy.

- Ślady wahań zwierciadła
wody w Drawie
(fot. N. Holmes)







Wody w parkach narodowych Polski
GORCZAŃSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Górna część zlewni Kamienicy

(fot. E. Gorczyca)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Gorczański Park Narodowy

Elżbieta Gorczyca, Kazimierz Krzemień,
Dominika Wrońska-Wałach



www.gorczański-park.pl

Położenie

Gorczański Park Narodowy (GPN) jest położony w Karpatach Zachodnich w paśmie górskim Gorców (Kondracki 1998). Park zajmuje niewielki, centralny fragment tej jednostki, rozcięty radialnie dolinami o zróżnicowanej głębokości. Leży w odległości kilkudziesięciu kilometrów na południe od Krakowa. Najwyższym wzniesieniem jest Jaworzyna o wysokości 1288 m n.p.m., natomiast najniżej położony punkt leży przy północnej granicy GPN w dolinie Koniny (660 m n.p.m.). Poza granicami Parku znajduje się najwyższy szczyt Gorców – Turbacz (1311 m n.p.m.).

Ponad 97% powierzchni GPN stanowi zwarty kompleks terytorialny, obejmujący najwyższe partie Gorców. Pozostały odsetek tworzy 15 enklaw, z których największymi są uroczyska Jasionów, Pod Gorcem i Las Kędzierski. Ochroną ścisłą objęto 51,37% Parku. Pozostała powierzchnia objęta jest ochroną czynną (41,0%) i krajobrazową (7,63%).

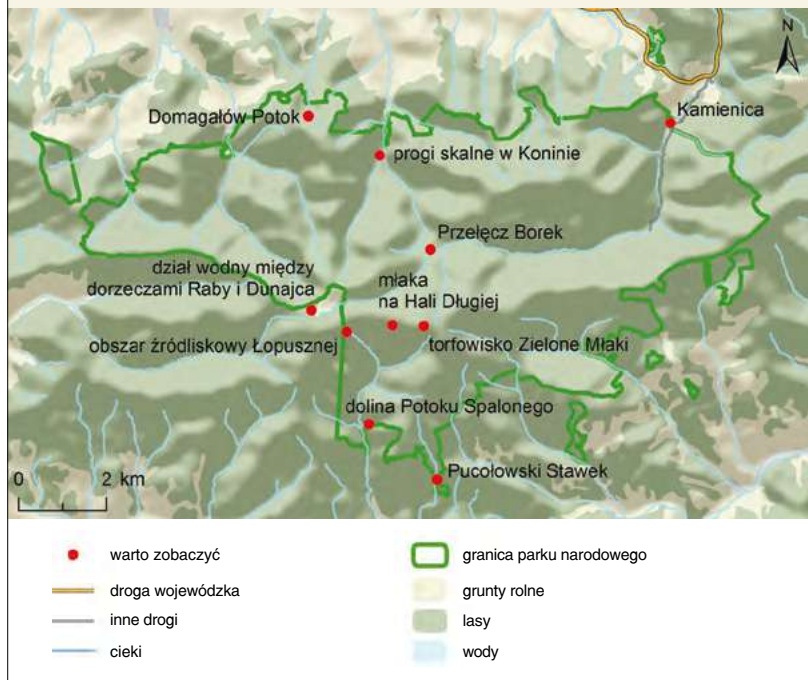
Wokół Parku rozciąga się strefa ochronna o powierzchni ok. 166 km². Obejmuje ona głównie zalesione, stosunkowo wąskie grzbiety z licznymi polanami, użytkowanymi do niedawna do wypasu owiec oraz obszary dawnych pól uprawnych na stosunkowo szerokich grzbiętach i w dnach dolin. W strefie otuliny dawne pola uprawne stanowią w większości nieużytki lub użytki zielone. Otulina obejmuje obszar dochodzący od północy do miejscowości Niedzwiedź, od wschodu – do Ochotnicy Dolnej, od południa – do Dunajca, zaś od zachodu – do Klikuszowej. Powołanie GPN zakończyło etap intensywnej ingerencji człowieka w ekosystem, natomiast w otulinie Parku trwa on nadal (Wałykowski 2006).



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 stycznia 1981 r.
Powierzchnia: 70,30 km²
Gęstość sieci rzecznej: 2,3 km·km⁻²
Gęstość źródeł: ok. 25 km⁻¹
Liczba oczyszczalni ścieków: 3

Gorczański Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



WARTO ZOBACZYĆ

- **Dolina Potoku Spalonego** – głęboka i wąska dolina górską z pozostałościami partyzanckich ziemianek obozu „Pod Świnim Czołem”, oddziału dowodzonego przez porucznika Józefa Kurasia, ps. „Ogień”. Obóz został założony w latach 1943–1944 i tutaj znajdowała się główna kwatera oddziału. W dolinie zlokalizowana była ziemianka, magazyn na broń i żywność, a nad potokiem prowizoryczna kuchnia polowa.

Budowa geologiczna i rzeźba

Gorczański Park Narodowy położony jest w środkowej części zewnętrznych Karpat fliszowych. Jego obszar budują głównie piaskowce i łupki reprezentujące podjednostkę krynicką i bystrzycką płaszczowiny magurskiej. Jednostka krynicka reprezentowana jest przede wszystkim przez gruboławicowe piaskowce i zlepieńce, lokalnie przez gruboławicowe piaskowce z wkładkami łupków. Nasunięcie jednostki krynickiej na jednostkę bystrzycką tworzy strefę kontaktu tektonicznego, widoczną w rzeźbie terenu w postaci progu morfologicznego, ciągnącego się od Obidowej, przez Stare Wierchy oraz północne stoki Kudłonia i Gorca. Są to skały wieku od górnej kredy po eocen. W porównaniu do jednostki krynickiej, zlokalizowanej na południu, w obrębie jednostki bystrzyckiej, występującej w północnej części obszaru, istnieje większe zróżnicowanie litologiczne w układzie pasów o przebiegu równoleżnikowym. W jednostce tej występują utwory fliszowe serii magurskiej i podmagurskiej, malcowskiej, belowskiej i formacji z Malinowej. Dominującymi są utwory formacji magurskiej i podmagurskiej, reprezentowane przez gruboławicowe piaskowce i piaskowce z wkładkami łupków. Ze skał

WARTO ZOBACZYĆ

- **Dział wodny między dorzeczami Raby i Dunajca** – obszar w partiach szczytowych Rozdziała (1198 m n.p.m.). Wody spływają stąd do dwóch różnych dorzeczy: Raby i Dunajca. Potoki odwadniające północne stoki oraz potok Olszowy wraz z dopływami należą do dorzecza Raby, natomiast skłony południowy odwadniają potoki Lepietnica i Obidowiec – dopływy Dunajca. Poniżej szczytu Rozdziała występują liczne źródła rumoszowe i skalno-rumoszowe.

tych zbudowane są grzbiety Barda, Tobołowa, Turbaczyka, Kielbańczy i Kozycowej. Jednostki formacji malcowskiej i beloweskiej występują na północny wschód od linii Polana Rzeki – Polana Świnkówka. W przewadze składają się na nie cienkoławicowe piaskowce i łupki. Formacja z Malinowej występuje na powierzchni, w strefie północnego skłonu Gorców. Są to głównie łupki pstre i zielone (Cieszkowski 2006).

W strefie jednostki bystrzyckiej zróżnicowanie utworów skutkuje większym zróżnicowaniem rzeźby w porównaniu do jednostki krynickiej (Wałdykowski 2006). Z jednostką bystrzycką związany jest północny skłon Gorców. W tej części GPN występują największe deniwelacje i nachylenia dochodzące do 500 m i 55° (Wrońska 2006). Charakterystycznym układem rzeźby GPN jest rozchodzenie się od kulminacji Turbacza ramion górskich o różnej długości w kilku kierunkach. Układ taki określa się jako rozróg Turbacza i wynika on z układu tektoniczno-strukturalnego łęgu Turbacza (Kondracki 1998, Książkiewicz 1972). W GPN występują trzy główne grupy form: grzbietowe, stokowe oraz dolinne. Grupa form wierzchowinowych (grzbietowych) należy do najstarszych zachowanych form rzeźby (Starkeł 1972). Charakterystyczną cechą grzbietów tego terenu jest kopulasty kształt w strefach rozdzielania się na mniejsze grzbiety. Ich szerokości wynoszą od ok. 100 do 250 m. Rozwój form grzbietowych odbywał się głównie w powiązaniu z rozwojem stoków w strefach lejów źródłiskowych (Baumgart-Kotarba 1974). Stoki w GPN różnią się długością, nachyleniem i deniwelacją. Formy dolinne w tym obszarze charakteryzują się V-kształtnym typem profilu poprzecznego. W układzie podłużnym dolin wyróżniają się dwie strefy: denudacyjna w obrębie lejów źródłowych oraz fluwialna z wyraźnie



WARTO ZOBACZYĆ

● Przełęcz Borek

(1009 m n.p.m.) – zalesiona i głęboko wcięta przełęcz pomiędzy szczytami Mostownicy (1251 m n.p.m.) i Kudłonia (1276 m n.p.m.). W rejonie Przełęczy stoki opadają bardzo stromo: po stronie zachodniej – do doliny Koniny, zaś po wschodniej – do doliny Kamienicy. Intensywna erozja wsteczna obu potoków może spowodować w przyszłości kaptaż, czyli przechwycenie wód Kamienicy (dorzecze Dunajca) przez Koninę (dorzecze Raby).

◀ Wychodnie piaskowców w zlewni Potoku Zapalacz (fot. D. Wrońska-Wałach)



wykształconymi korytami potoków. Szerokość den dolin gorczańskich w górnych odcinkach wynosi od 5 do 10 m, natomiast w niżej położonych odcinkach oraz na obrzeżeniu gór – od 100 do 500 m.

W GPN znaczna powierzchnia zajęta jest przez osuwiska i złaziska. Osuwiska mają różną genezę, różne uwarunkowania geologiczne, typy przemieszczeń i morfometrii. Efektem przekształcenia stoków i grzbietów przez procesy osuwiskowe jest obecność podwójnych grzbietów, rowów rozpadlinowych, pakietów osuwiskowych, form skałkowych, zagłębień bezodpływowych oraz jezior osuwiskowych. W największym stopniu przemodelowane w wyniku procesów osuwiskowych są stoki grzbietu Mostownicy (1251 m n.p.m.), Kudłonia (1276 m n.p.m.), Jaworzyny Kamienickiej (1288 m n.p.m.) i Kiczory (1282 m n.p.m.; Wrońska-Wałach 2010).

Wody podziemne

Pod względem hydrogeologicznym Gorczański Park Narodowy leży w regionie karpackim (XIV; Paczyński 1993). Stanowi subregion Karpat zewnętrznych (fliszowych) i znajduje się w obrębie Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 439, tj. zbiornika warstw Magura (Gorce). Szacunkowy moduł zasobów dyspozycyjnych tego zbiornika wynosi $0,59 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Wody podziemne GPN należą do jednolitej części wód podziemnych nr 154, stano-

▲ Widok na Halę Długą sprzed schroniska na Turbaczu (fot. E. Gorczyca)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Młaka na Hali Długiej** – nieskoncentrowany, rozległy wypływ wody podziemnej we wschodniej części Hali Długiej poniżej niszy osuwiskowej, porośnięty roślinnością wodolubną. Daje początek potokowi górskiemu.

wiącej zbiornik porowy, odznaczający się słabą przepuszczalnością i niekorzystnym stopniem izolacji. Wodoprzepuszczalność zbiornika porowego wynosi od $3 \cdot 10^{-4}$ do $1 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Małecka, Chowaniec, Małecki 2007). Utwory fliszu karpackiego są stosunkowo mało wodonośne. Najzasobniejszy zbiornik stanowią tu trzeciorzędowe utwory płaszczowiny magurskiej, takie jak piaskowce i zlepieńce oraz łupki. Poziomy wodonośne w utworach fliszowych są słabo izolowane, stąd też dobra jakość wody jest nietrwała. W dnach dolin rzecznych głębokość do zwierciadła wód podziemnych nie przekracza na ogół 2 m, na wierzchołkach może przekraczać 10 m (Baścik, Chełmicki 2004).

W GPN naturalne wypływy wód podziemnych (źródła, młaki, wycieki) są dość liczne, lecz mało wydajne (Sułek 1974; Baścik, Chełmicki 2004). Gęstość stałych wypływów wynosi średnio od 16 do 25 km^{-2} (Sułek 1974, Kostarkiewicz 1988). Obszary źródłowe największych potoków gorczańskich leżą na wysokości od 900 do 1250 m n.p.m. – zwykle w obrębie podszczytowych i przygrzbietowych polan. Wśród wypływów najliczniejsze są źródła i młaki o wydajności nieprzekraczającej $0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, wiele z nich ma charakter okresowy (Baścik, Chełmicki 2004). Pod względem położenia morfologicznego dominują wypływy stokowe, w mniejszym stopniu – zboczowe. Niska zasobność zbiorników wód podziemnych przejawia się w niewielkiej wydajności wypływów oraz szybkiej i wyraźnej reakcji na opady (Niemirowska, Niemirowski 1968, Langer 1985). W wahaniach zwierciadła wód podziemnych zaznaczają się dwa okresy wysokich stanów: na wiosnę – w czasie roztopów i latem – w okresie opadów (Dynowska 1971).



◀ Młaki w leju źródłowym łopusznej (fot. D. Wrońska-Wałach)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Domagałów Potok** – górny, źródłowy odcinek Potoku obfituje w progi skalne o wysokości do 1,5 m, założone na wychodniach piaskowców. Obecne są także progi założone na rumoszu drzewnym. W najwyższej części zlewni występują liczne źródła skalno-rumoszowe stałe i źródła rumoszowe okresowe.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Progi skalne w potoku Konina** – progi założone na gruboławicowych piaskowcach magurskich o grubości warstw do 1,5 m. Najbardziej spektakularnym jest Koński Banior (we wsi Konina, poza granicami GPN) wycięty w łupkach krośnieńskich.



◀ Reszki gorczańskich szałasów (Polana Wisielakówka; fot. D. Wrońska-Wałach)

▼ Krokusy (*Crocus L.*) na Hali Turbacz (fot. D. Wrońska-Wałach)



▲ Storczyk plamisty (*Dactylorhiza maculata*) na Hali Długiej (fot. D. Wrońska-Wałach)

▶ Efekt kondensacji pary wodnej na roślinności na Hali Długiej (fot. D. Wrońska-Wałach)



Wody wypływów podziemnych w Gorcach zaliczane są do typu wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego z dużym udziałem siarczanów. Charakteryzują się odczynem zbliżonym do obojętnego, są miękkie lub bardzo miękkie (do $2,5 \text{ mval} \cdot \text{dm}^{-3}$), o niskiej lub średniej koncentracji wapnia (do $38 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$; Miłułka 1997, Szczęśny 1991). Mineralizacja wód podziemnych mieści się przedziale od 56 do $145 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Sułek 1974). Średnia miesięczna temperatura wody źródeł zawiera się w przedziale od 4,7 do $5,9^\circ\text{C}$ (Chaniecka, Wiedeńska 2006). W GPN występują także źródła mineralne, lecz najbardziej znane i spektakularne leżą poza granicami Parku (m.in. w Rabce i Szczawie).

Wody powierzchniowe

Na obszarze Gorczańskiego Parku Narodowego przebiega dział wodny między dorzecziami Dunajca i Raby. Początkowo biegnie on równoleżnikowo wzdłuż grzbietu od Gronika (777 m n.p.m.) poprzez Obidowiec (1106 m n.p.m.), Rozdziele (1198 m n.p.m.) i Czoło Turbacza (1258 m n.p.m.),



WARTO ZOBACZYĆ

● **Pucółowski Stawek** – jezioro osuwiskowe położone na polanie Srokówki pod Wyszną (1107 m n.p.m.), zasilane wodami opadowymi i wodami z topniejących śniegów. Jest to jeden z najwyższych położonych zbiorników w Beskidach. Długość jeziora w latach 70. XX w. wynosiła ok. 40 m, zaś szerokość ok. 25 m, natomiast głębokość ok. 1 m. Wówczas było największym jeziorkiem w Gorcach. W ostatnich miesiącach zostało pogłębione.

◀ Pucółowski Stawek – jezioro osuwiskowe (fot. D. Wrońska-Wałach)



1



2



3



4

potem skręca na północny wschód i biegnie przez Kudłoń (1274 m n.p.m.) i Gorc Troszacki (1235 m n.p.m.). Potoki odwadniające południowe, wschodnie i częściowo zachodnie stoki Gorców – wśród nich Kamienica (zwana też Kamienicą Gorczańską) będąca najdłuższym potokiem w Gorcach – należą do dorzecza Dunajca, natomiast potoki wypływające z północnych i zachodnich stoków pasma (m.in. Potok Olszowy, Konina, Porębianka) – do dorzecza Raby.

Gęstość sieci rzecznej w GPN jest znaczna i wynosi średnio $2,3 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$, przy czym lokalnie – np. w zlewni Kamienicy – jest jeszcze większa ($3,3 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$). Wody płynące zajmują ok. 0,3% powierzchni Parku (19 ha). W tych częściach Parku, gdzie w podłożu dominują piaskowce, przeważają ciekі stałe, natomiast na obszarach, na których w podłożu przeważają łupki i margle, występują ciekі okresowe o słabo wykształconych korytach. Długość sieci cieków stałych wynosi w Parku ok. 70 km (Soja 2008). Do najdłuższych i najciekawszych potoków pod względem hydrograficznym

▲ 1. Potok Olszowy
(fot. E. Gorczyca)

2. Torfowisko Zielone Młaki
(fot. D. Wrońska-Wałach)

3. Odcinek źródłowy
Kamienicy
(fot. D. Wrońska-Wałach)

4. Potok Kamienica
(fot. D. Wrońska-Wałach)

i przyrodniczym należą: Kamienica (10,5 km), Olszowy (4,80 km) i Łopuszna (3,30 km). Gorczańskie potoki charakteryzują się zasilaniem deszczowo-śnieżnym z maksymalnym odpływem w lecie i minimum przypadającym na jesień lub zimę (Ziemońska 1973). Największe wezbrania występują w miesiącach letnich, mniejsze w miesiącach wiosennych. W okresie letnich wezbrań przybór wody następuje szybko i gwałtownie, natomiast opadanie wody trwa zwykle ok. 3 doby (Langer 1985).

Wody płynące GPN należą do wód zimnych. Średnia miesięczna temperatura wody w potokach w ciągu roku zawiera się w przedziale od 4,5 do 8°C (Chaniecka, Wiedeńska 2006). Pod względem cech fizyczno-chemicznych, wody potoków gorczańskich są mało zmineralizowane i charakteryzują się mineralizacją ogólną od ok. 46 do 186 mg·dm⁻³ (Sutek 1974, Krzemień 1976). Odczyn wody w dolnych biegach potoków gorczańskich kształtuje się w przedziale od pH 7,75 do pH 8,43, średnio pH 8,12 (Pietruszka 2006).

Do osobliwości hydrologicznych GPN należą niewielkie jeziora powstałe w obrębie osuwisk. Powstają one w zagłębieniach osuwiskowych w strefie podnizowej lub w obrębie koluwiów. W zagłębieniach tych, mających zwykle rynnowy kształt i szczelne dno, gromadzi się woda opadowa lub gruntowa. Do jezior osuwiskowych należą m.in. Zbójecki Plac (Polana Średniak), Miazgowa Młaka i Wspólne Młaki (zlewnia Kamienicy), Matuskowa (pod Obidowcem), Morskie Oko (masyw Kudłonia) oraz Pucółowski Stawek położony nieopodal południowej granicy Parku, odznaczający się znacznymi rozmiarami. W wyniku zarastania i wypełniania mis osadami organicznymi dochodzi do zaniku jezior osuwiskowych; na ich miejscu pojawiają się torfowiska. W GPN występują także jeziora osuwiskowe, powstałe przez zatamowanie wód potoku przez osuwisko (Margielewski 1999). Niektóre z jezior osuwiskowych mają charakter okresowy.

Wykorzystanie wód

Lasy gorczańskie od najdawniejszych czasów dostarczały materiału budowlanego i opałowego, toteż już na początku XVIII w. nastąpił tu szybki rozwój przetwórstwa surowca drzewnego na produkty tartaczne, gonty, bednarki, meble, papier, popiół, potaż i węgiel drzewny. Od XVII w. do pierwszej połowy XX w. dużymi potokami gorczańskimi spławiano drewno. Ponadto, źródła i potoki od wieku XVII do pierwszej połowy XX w. wykorzystywane były przez pasterzy do pojenia owiec i bydła. Sztafasy pasterskie były zlokalizowane przeważnie w bezpośrednim sąsiedztwie źródeł. Najlepszym przykładem jest Hala Długa, Mostownica oraz polana Podmostownica.

WARTO ZOBACZYĆ

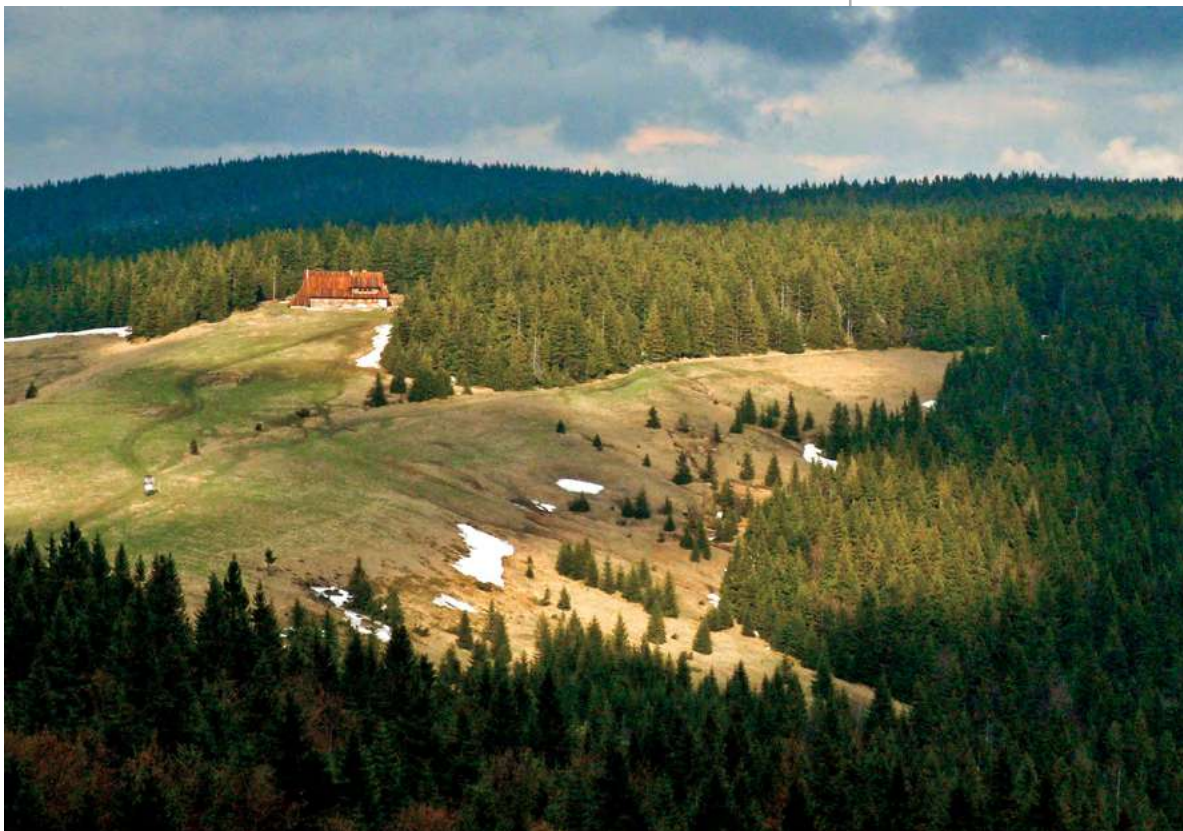
- **Torfowisko Zielone Młaki** – torfowisko wysokie, położone na szczycie Kiczory na wysokości od 1240 do 1270 m n.p.m. Występuje ono w postaci płatów na małych podmokłych polanach. Torf, o miąższości ok. 70 cm, zalega tu na ilach bez detrytus roślinnego.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Kamienica (Kamienica Gorczańska)** – lewo-brzeżny dopływ Dunajca. Zalesiona dolina potoku wycięta jest głęboko pomiędzy stokami pasm Mostownicy i Jaworzyny Kamienickiej. Ścieżka prowadząca doliną Kamienicy ma początek na polanie Trusiówka, na której znajdują się ślady dziewiętnastowiecznych hut szkła. Wzdłuż potoku, w małych zbiornikach wody stojącej żyją i rozmnażają się liczne płazy (żaba trawna, trzaski górskie i karpackie). Dolina Kamienicy uznana została za ostoję przyrody CORINE o znaczeniu europejskim (*Coordination of Information on the Environment*). Na zboczach doliny występują liczne osuwiska z interesującą rzeźbą wewnątrz-osuwiskową. W rejonie Wspólnego Potoku znajduje się jezioro zaporowe, pochodzenia osuwiskowego.

Wody potoków gorczańskich, a zwłaszcza Kamienicy i Porębianki, były od kilku wieków wykorzystywane także jako źródło energii dla zakładów produkcyjnych. Najstarszym zakładem zlokalizowanym nad Porębianką była papiernia porębska, czynna w latach 1608–1730 (Chwistek 2002). Innymi zakładami, które wykorzystywały wody potoków gorczańskich, były huty szkła. Pierwsza wzmianka o istnieniu huty szkła w Porębie pochodzi z inwentarza dóbr z 1664 r. Huta zlokalizowana była w górnej Porębie nad potokiem Poręba (Stare Hucisko). W późniejszym czasie w produkcji szkła wykorzystywane były wody innych potoków gorczańskich. Huty szkła zlokalizowane były u zbiegu potoków Olszowego i Turbacza (Hucisko), a także nad Kamienicą w Lubomierzu – Rzekach. Ostatnia informacja o istnieniu huty na obszarze GPN pochodzi z 1874 r. (Chwistek 2002, Rychlikowa 1958). Od czasów II wojny światowej wody potoku Łopuszna wykorzystywane są w celach hodowlanych (poza granicami GPN). Dzięki tamom o wysokości od 2 do 4 m, wody potoku kierowane są do stawów w ośrodku zarybieniowym „Pstrąg” w Łopusznej, wybudowanym tutaj przez Polskie Towarzystwo Wędkarskie w latach 1940–1943 (Pietruszka 2006).

▼ Obszar źródłkowy Łopusznej
(fot. D. Wrońska-Wałach)





◀ Widok z GPN na Tatry
(fot. D. Wrońska-Wałach)

Ważną formą użytkowania wód w GPN jest ich pobór dla celów pitnych. Ujęcia wody zlokalizowane są na potokach Koninki (w Koninkach) oraz Koninie (w Koninie; Soja 2008). Ponadto ujęte są dwa źródła. W GPN znajduje się także ujęcie wody ze studni wierconej.

Poza obszarem GPN znajdują się ujęcia wód mineralnych i termalnych. Do najbardziej znanych należą wody chlorkowo-sodowe, bromkowe, jodkowe i barowe w Rabce oraz szczawy wodorowęglanowo-chlorkowo-wapniowo-sodowo-borowe w Szczawie. Natomiast na obszarze GPN znajdują od niedawna dwa odwierty wód solankowych: „Poręba Wielka I” (27°C) oraz „Poręba Wielka IG-I” (42°C), zlokalizowane w Parku Podworskim Hrabów Wodzickich w Porębie Wielkiej (Cieszkowski 2006, Loch 2001).

Jakość wód

Stan ekologiczny wód powierzchniowych Gorczańskiego Parku Narodowego pod względem biologicznym i substancji szczególnie szkodliwych jest dobry, wody nie są sztucznie zmienione i odznaczają się maksymalnym potencjałem ekologicznym. Tylko lokalnie – w miejscach dużej penetracji turystycznej, w sąsiedztwie schronisk turystycznych i strefach wypasu kulturowego owiec – wykazują niewielkie zanieczyszczenia. Wszystkie potoki GPN należą do strefy wysokogórskiej (strefa A) zasięgu i występowania ryb. Charakteryzowana jest jako strefa z pstrągiem potokowym i gatunkami towarzyszącymi, m.in. głowaczem przegopłętowym oraz w niewielkich ilościach strzeblą potokową. Skład ichtiofauny GPN nie odbiega znacznie od innych podobnych terenów w Beskidach (Pietruszka 2006). Jednak, według oceny wód powierzchniowych przeznaczonych do bytowania w warunkach naturalnych ryb łososiowatych i karpiowatych, przeprowadzonej w 2010 r.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Obszar źródłiskowy Łopusznej** – znajduje się w obrębie piaskowców magurskich płaszczowiny magurskiej. Strefa źródłiskowa jest w znacznym stopniu przekształcona przez procesy osuwiskowo-złaziskowe. We zachodniej, zalesionej części źródłiska, znajduje się dość duże źródło rumoszowe; woda wypływa na odcinku ok. 3,2 m. W części wschodniej występują liczne wysięki, wycieki i młaki porośnięte m.in. wełnianką i storczykami.

w odniesieniu do Kamienicy, wody nie spełniają wymagań dla bytowania ryb ze względu na podwyższone stężenia azotynów i fosforu ogólnego (www.krakow.pios.gov.pl).

Zagrożenia wód

Gorczański Park Narodowy jest w znacznym stopniu odizolowany od zewnętrznych zagrożeń. Pod względem cech fizyczno-chemicznych, wody gorczańskie nie są zagrożone eutrofizacją, nie stwierdzono ponadnormatywnych zrzutów ścieków zawierających chlorki, siarczany i azotany w strefach podlegających antropopresji (www.krakow.pios.gov.pl). W przeszłości zagrożenie dla jakości wód w obecnym GPN stanowiły wypas owiec, bydła i kóz oraz gospodarka leśna, a także brak urządzeń sanitarnych w miejscach obsługi ruchu turystycznego. Od utworzenia parku narodowego w 1981 r. aż do chwili obecnej sytuacja pod tym względem ulega stopniowej poprawie. Realnym, choć bardzo małym zagrożeniem dla jakości gorczańskich wód powierzchniowych i podziemnych, jest w dalszym ciągu ruch turystyczny. Schroniska turystyczne zlokalizowane są w odcinkach źródłowych potoków (Schronisko PTTK na Turbaczu) oraz w pobliżu działu wodnego dorzeczy Raby i Dunajca (Schronisko PTTK na Starych Wierchach im. Cz. Trybowskiego). Taka lokalizacja schronisk przy nieszczelnej kanalizacji może stanowić potencjalne źródło zanieczyszczenia bakteriologicznego wód.

► Bulandowa kapliczka
na Jaworzynie Kamienickiej
(fot. E. Gorczyca)







Wody w parkach narodowych Polski

KAMPINOSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Kanał Zaborowski

(fot. G. Okołów)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Kampinoski Park Narodowy

Anna Andrzejewska, Maciej Lenartowicz,
Urszula Somorowska



www.kampinoski-pn.gov.pl

Położenie

Kampinoski Park Narodowy (KPN) jest położony w makroregionie Nizina Środkowomazowiecka w północno-zachodniej części mezoregionu Kotliny Warszawskiej. Fragmentami obejmuje również Równinę Warszawską i Równinę Łowicko-Błońską (Kondracki 2001). Leży on w środkowej części województwa mazowieckiego i od wschodu bezpośrednio graniczy z Warszawą. Najwyżej położony punkt (107,4 m n.p.m.) znajduje się na zachód od wsi Opaleń we wschodniej części Parku, najniższy zaś (67,4 m n.p.m.) na zachodniej granicy KPN w miejscu, gdzie kanał Łasica opuszcza Park. Ok. 73% powierzchni KPN zajmują lasy. Dominującymi typami są bory świeże i mieszane, grądy i olsy. Ciekawostką są natomiast dąbrowy świetliste występujące na niektórych, południowych stokach wydm (Andrzejewska i in. 2010). Wśród zbiorowisk nieleśnych dużą rolę odgrywają łąki i turzycowiska. Do szczególnie cennych należą łąki rajgrasowe, zmiennowilgotne łąki trzęślicowe i ziołorośla (Michalska-Hejduk 2001). W Parku objęto ochroną ścisłą 22 obszary, które łącznie zajmują powierzchnię 46,42 km² (12% całkowitej powierzchni Parku).

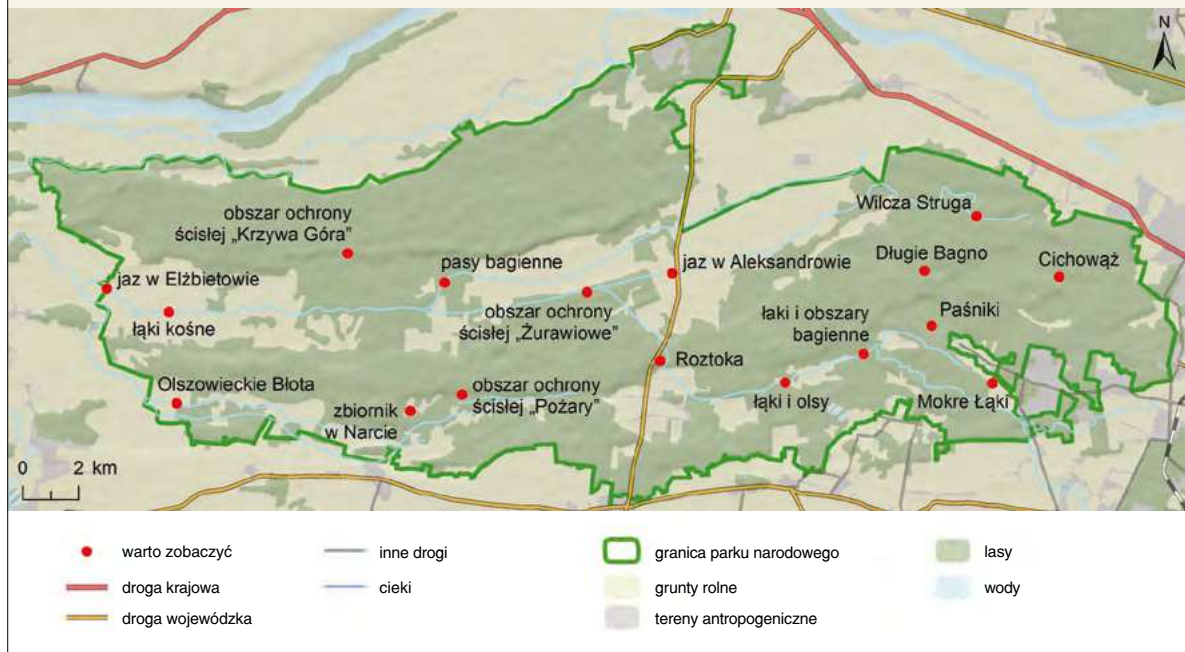
Wokół KPN rozciąga się strefa ochronna o powierzchni 377,56 km². Obejmuje ona od południa obszar Równin: Łowicko-Błońskiej i Warszawskiej, a od północy i zachodu terasy zalewowe Wisły i Bzury. W zachodniej części otuliny przeważa rolnictwo. Wschodnia część podlega silnym procesom urbanizacyjnym związanym z rozrastającą się Warszawą (Markowski 2007). Rozległe tereny Puszczy Kampinoskiej pełnią rolę „zielonych płuc” stolicy.



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 16 stycznia 1959 r.
Powierzchnia: 385,44 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,95 km · km⁻²
Gęstość źródeł: brak danych
Liczba oczyszczalni ścieków: 6

Kampinoski Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



Budowa geologiczna i rzeźba

Najstarsze znane z wierzeń, skały na terenie Parku to górnokredowe margle i mułowce, stanowiące północne skrzydło synkliny brzeżnej. Nad nimi występują morskie osady klastyczne oligocenu, piaski, ropy i mułki, powstałe w śródlądowych zbiornikach jeziornych miocenu oraz ropy pstry plicocenu. Czwartorzęd jest reprezentowany przez gliny zwalowe, piaski i żwiry zlodowaceń: narwi, nidy, sanu 1, sanu 2 oraz odry i warty. Okresy interglacjałów zaznaczyły się natomiast wzmoczoną erozją wcześniej powstałych utworów oraz akumulacją piasków i żwirów rzecznych, a także osadów jeziornych.

W czasie zlodowacenia wisły, dno Kotliny Warszawskiej było wielokrotnie zasypywane materiałem naniesionym z północy i południa. Początkowo utworzyło się tutaj zastoisko, w którym osadziły się zwięzłe ropy warwowe budujące część Równiny Łowicko-Błońskiej. Później ropy te zostały przykryte cienką warstwą utworów pyłowych (Morawski 1980). W czasie maksimum transgresji lądolodu utwory zastoiskowe zostały w dużej części wyerodowane, a powstałe wówczas doliny zasypały piaskami i żwirami pochodzenia fluwioglacjalnego i rzeczno-ego o dużej miąższości (Sarnacka 1992).

WARTO ZOBACZYĆ

- **Pasy bagienne** – dobrze widoczne z mostka na Kanale Ł9 w Cisowym, przez który wiedzie czerwony szlak z Górek do Cisowego. Oprócz typowych pasów bagiennych, z mostka rozciąga się widok na wilgotne ropy i tereny częściowo zalesione.

Pod koniec okresu zlodowacenia wisły, zmiany klimatyczne spowodowały kolejne fazy erozji i akumulacji osadów rzecznych i wydmowych. Występowała określona sekwencja wydarzeń, które częściowo nakładały się na siebie: akumulacja serii rzecznej, powstawanie gleb lub osadów organicznych, erozja wgłębna odstawiająca wcześniej zakumulowane osady (powstawanie teras rzecznych), rozwój procesów wydmowych. W ten sposób powstały między innymi kolejne terasy nadzalewowe Wisły (Baraniecka, Konecka-Betley 1987)

U schyłku zlodowacenia wisły, naniesiony materiał uformował najwyższą terasę – wydmową. Jest ona obecnie ukształtowana w postaci dwóch równoleżnikowych pasów pokrytych wydmami. Pomiędzy ciągami wydm znajdują się dwa pasy bagienne: południowy, oraz północny.

W okresach ochłodzenia klimatu i intensywnej erozji wgłębnej na osuszonych terasach występowały silne procesy wydmotwórcze. Wyróżnia się trzy fazy wydmotwórcze. Pierwsza nastąpiła w najstarszym dryasie. Na terasie wydmowej powstały wówczas niewielkie wzgórza wydmowe do 4 m wysokości względnej. Główna faza wydmowa wystąpiła w starszym dryasie. Uformowały się wtedy najwyższe wydmy paraboliczne i wały wydmowe dochodzące do 30 m wysokości względnej. Równocześnie powstały pojedyncze wydmy na Równinie Łowicko-Błońskiej. Ostatnia faza wydmotwórcza nastąpiła w młodszym dryasie i spowodowała rozwiewanie wcześniej ukształtowanych wydm (Baraniecka, Konecka-Betley 1987).

W holocenie powstały dwa poziomy teras zalewowych Wisły. W tym okresie, na obszarze pasów bagiennych oraz w niektórych misach deflacyjnych na terenie pasów wydmowych rozpoczęła się akumulacja torfu, która



WARTO ZOBACZYĆ

● **Cichowąż** – największy leśny obszar bagienny Puszczy Kampinoskiej, zajmujący powierzchnię ok. 10 km² i jedno z najcenniejszych bagien na Mazowszu. Mozaikę obniżień i wyniesień porastają stare, dobrze wykształcone olsy porzeczkowe i grądy. Woda występuje tu na powierzchni terenu przez większą część roku. Obszar źródłiskowy przepływającej tu Wilczej Strugi jest m.in. ostoją bociana czarnego – ptaka żywiącego się przede wszystkim rybami łowionymi w starorzeczach Wisły i w okresowych rozlewiskach na terenie Puszczy. Prowadzi tu ścieżka edukacyjna „Do starego dębu”, wiodąca od pętli autobusowej w Dziekanowie Leśnym do posady Sieraków, przez obszar ochrony ścisłej „Sieraków”.

◀ Cichowąż
(fot. A. Andrzejewska)

w wielu miejscach trwa do dziś. W spągu torfów w południowym pasie bagiennym, występuje kreda jeziorna. W okresie historycznym wylesienia Puszczy Kampinoskiej spowodowały w wielu miejscach wtórne uruchomienie procesów eolicznych. Powstały wtedy pola rozwianych piasków charakteryzujące się drobnymi, nieregularnymi pagórkami o wysokości względnej ok. 3 m.

Wody podziemne

Obszar Kampinoskiego Parku Narodowego leży we obrębie regionu hydrogeologicznego Środkowej Wisły. Południową część Parku obejmuje jednolita część wód podziemnych nr 81, natomiast północną – jednolita część wód podziemnych nr 65. Obie należą do nizinnego subregionu Środkowej Wisły. Zasoby odnawialne wód podziemnych w subregionie nie przekraczają $150 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Herbich i in. 2007, www.psh.gov.pl).

Na obszarze Puszczy Kampinoskiej występują dwa poziomy wodonośne: głęboki, w którym wodonoścem są piaski i żwiry oligocenu oraz płytki, wykształcony w czwartorzędowych piaskach i żwirach tarasów zalewowych i nadzalewowych Wisły. Jest on ciągły, a zwierciadło sięga lokalnie do powierzchni terenu. Miąższość tej warstwy wodonośnej jest uzależniona od ukształtowania nieprzepuszczalnego podłoża i bardzo zróżnicowana. Szacuje się, że przeciętnie wynosi ok. 50 m (Kazimierski i in. 2003; Krogulec 2004).

Na obszarze KPN wydzielono hydrostrefy (A–F), czyli obszary o zbliżonych warunkach hydrogeologicznych i podobnej dynamice wód podziemnych (Krogulec 2004):

A – pasy wydmowe, gdzie odbywa się intensywna infiltracja opadów atmosferycznych,

B – pasy bagienne, gdzie zachodzi intensywny drenaż wód podziemnych,

C – terasy zalewowe Wisły, gdzie stany wód podziemnych są częściowo uzależnione od stanów wody w Wiśle,

D – poziom błoński, w obrębie którego występuje kilka warstw wodonośnych, z których głębsze posiadają kontakt hydrauliczny z wodami podziemnymi utworów terasowych,

E – obszar objęty oddziaływaniem eksploatacji wód podziemnych przez ujęcie w Wólce Smolanej,

F – przedmieścia Warszawy z infrastrukturą silnie oddziałującą na lokalne warunki hydrogeologiczne.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wilcza Struga** – górny bieg Łasicy, dobrze widoczny z Mogilnego Mostku łączącego brzegi Wilczej Strugi na naturalnym odcinku, którym płyną wody z Bagna Cichowąż na zachód, w stronę północnego pasa bagiennego.



▲ Wilcza Struga
(fot. A. Andrzejewska)



◀ Kanał Ł9 w Cisowym
(fot. A. Andrzejewska)

Wody powierzchniowe

Kampinoski Park Narodowy znajduje się w dorzeczu Wisły. W 77,3% położony jest w granicach zlewni Łasicy, która stanowi oś hydrograficzną Parku. Jest to ciek III rzędu, będący prawostronnym dopływem Bzury. Północne fragmenty Parku należą do zlewni Kanału Kromnowskiego, która stanowi 8,6% jego powierzchni, natomiast południowe (okolice Leszna) – do zlewni Utraty (1,3%). Są to, podobnie jak Łasica, prawostronne dopływy Bzury. Niewielka powierzchnia we wschodniej i północno-wschodniej części Parku należy do przyrzecza Wisły i do zlewni Kanału Młocińskiego, który jest lewostronnym dopływem Wisły. Charakterystyczną cechą zlewni Łasicy jest obecność dużego zespołu zagłębień bezodpływowych zajmujących 11,1% powierzchni KPN i położonych w obrębie kompleksu wydmy i systemu zagłębień międzywydmowych. Ten pas obniżen oddziela Łasicę od zlewni Kanału Kromnowskiego. Topograficzny dział wodny nie pokrywa się na tym obszarze z działem wodnym podziemnym. Do chwili obecnej nie zbadano dokładnie, jaka jest skala tej niezgodności. Z 504 km² powierzchni zlewni Łasicy, aż 66% objęte jest ochroną w ramach KPN. Cała zlewnia górnego biegu Łasicy znajduje się w granicach Parku. Górny bieg największego dopływu Łasicy – Kanału Zaborowskiego oraz jego dopływy – płyną w obrębie Warszawy i gmin przyległych do Kanału od strony zachodniej (Mapa..., 2004).

Sieć hydrograficzna KPN jest silnie przekształcona antropogenicznie. Jeszcze w XIX w. teren Parku był obszarem bagien i mokradeł, o bardzo niewielkim nachyleniu i bez wykształconej sieci drenażu, gdzie ingerencja człowieka

WARTO ZOBACZYĆ

- **Zbiorniki w Narcie** – usytuowane przy drodze publicznej z Górek do Kampinosu. Jest to zespół niewielkich zbiorników powstałych w wyniku wydobywania torfu i jedno z nielicznych miejsc w Parku, w którym woda stojąca utrzymuje się przez cały rok. Gniazdują tu regularnie perkozy – ptaki chętnie bytujące na zarastających stawach; spotkać tu też można czarne bociany.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Olszowieckie Błota** – rozległy kompleks zarastających lub koszonych łąk bagiennych i wilgotnych położony w zachodniej części KPN. Prowadzi przez niego zielony szlak ze wsi Pindal do wsi Granica.



▲ Olszowieckie Błota
(fot. M. Lenartowicz)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Roztoka** – ścieżka edukacyjna zlokalizowana w środkowej części Parku, po wschodniej stronie drogi 319 (Leszno – Kazuń), rozpoczynająca się przy parkingu w Roztoce. Prowadzi wzdłuż jedyne

przełomowego odcinka dawnego ciek przez południowy pas wydmowy, który odprowadzał z niego wody do północnego pasa bagiennego. Wzdłuż linii tego cieku przekopano później Kanał Zaborowski. Jest to miejsce bytowania i żerowania bobrów; w ostat-

nich latach można było tu podziwiać dużą tamę i liczne zgrzy. Widać stąd także koszone, wilgotne łąki okolic Kępiastego i skarpę Równiny Łowicko-Błońskiej ograniczającą pradolinę Wisły.



► Pałniki
(fot. A. Andrzejewska)

▼ Żeremie na Kanale
Olszowieckim
(fot. A. Andrzejewska)



WARTO ZOBACZYĆ

● **Pałniki** – uroczysko znajdujące się na zachód od wsi Truskaw przy czarnym szlaku. Prowadzi przez nie ścieżka edukacyjna „Do Karczmiska”. Charakteryzuje się zróżnicowaną mozaiką zbiorowisk łąkowych, szuwarowych, le-

śnych i zaroślowych. Na części obszaru przywrócono koszenie w celu zachowania rajgrasowych łąk świeżych i zmienno-wilgotnych łąk trzęślicowych wraz z cennymi i charakterystycznymi dla nich gatunkami roślin i zwierząt, np. motyli – modraszka telejusa i czerwończyka fioletka.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Obszar ochrony ścisłej „Pożary”** – położony w południowym pasie bagien-nym. Z niebieskiego szlaku wiodącego północnym skra-jem tego obszaru roztacza się widok na niedostępne szu-wary wielkoturzycowe, łąki wilgotne i młode olsy we wszystkich fazach sukcesji. Jest to jeden z większych kompleksów torfowisk niskich w KPN.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Obszar ochrony ścisłej „Żurawiowe”** – usytuowany w środkowej części Parku, przecięty żółtym szlakiem prowadzącym przez bagienne łąki i olsy. W 1997 r. w wyniku wezbrania łasicy, zalane zostały najniższe położone frag-menty lasu. Na terenach tych, drzewostan olszowy został częściowo zdegradowany w wyniku stagnacji wód powo-dziowych i obecnie obserwuje się jego naturalną regenerację.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Obszar ochrony ścisłej „Krzywa Góra”** – zlokalizo-wany w zachodniej części Parku. Czerwony szlak pieszy prowadzi po granicy między

olsami porastającymi pół-nocny pas bagienny i północ-nym pasem wydmyowym. Na szlaku znajduje się najstar-sze drzewo pomnikowe w KPN – trzystuletni Dąb Ko-bendzy.



była niewielka. Mokradła te zasilane były przez opady atmosferyczne, wody podziemne oraz wlewy wód wezbraniowych Wisły. Łąsica nie miała wyraźnego koryta na całym swoim biegu, a wysoka zdolność retencyjna mokradeł ograniczała odpływ rzeczny. Pod koniec XIX w. rozpoczęto przekształcanie tego terenu. Pojawiły się próby wprowadzania upraw, zaczęto wycinać lasy i osuszać kolejne fragmenty zlewni Łąsicy. W 1927 r., a następnie w latach 1929–1933, wykonano i zatwierdzono projekty melioracji terenu, które już w roku 1934 zaczęto wprowadzać w życie. Prace melioracyjne trwały jeszcze w latach II wojny światowej (Tylko 1950). Po wojnie rozpoczęto nowe inwestycje. Wybudowano wały przeciwpowodziowe wzdłuż Wisły i ujścia Bzury, co ostatecznie odcięło obszar Puszczy Kampinoskiej od dostępu wód wezbraniowych tych rzek, udroźniono Łasicę i jej dopływ – Kanał Olszowiecki. W latach 60. i 70. XX w., zatem już po ustanowieniu Kampinoskiego Parku Narodowego, Łasicę pogłębiono i ostatecznie uregulowano budując szereg urządzeń piętrzących. Ponadto wykopano Kanał Ł9 (Ciepielowski, Włodarczyk 2004). Ostatnie urządzenia piętrzące na Łasicy wybudowano w latach 1997–1998.

Głównymi dopływami Łąsicy są kanały: Zaborowski i Olszowiecki (lewostronne) oraz Ł9 (prawostronny). W związku z nasiloną działalnością człowieka trudno znaleźć na tym obszarze naturalne fragmenty cieków. Jednym z nich jest źródłowy odcinek Łąsicy (zwany Wilczą Strugą) płynący w strefie ochrony ścisłej oraz niektóre fragmenty dopływów Kanału Zaborowskiego (np. Lipkowska Woda). W wyniku prowadzenia prac regulacyjnych, na Łasicy znajduje się 8 jazów i inne urządzenia piętrzące oraz śluza wałowa i przepompownia w ujściu rzeki do Bzury. Wszystkie budowle są w sto-



WARTO ZOBACZYĆ

- **Łąki kośne** – widoczne z mostu na Łasicy we Władysławowie, znajdującego się na drodze publicznej z Miszoru do Famutek Królewskich. Otwiera się z niego widok na rozległe wilgotne łąki kośne okolic Władysławowa.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Mokre łąki** – rozlewisko przy oczyszczalni ścieków „Mokre łąki” zlokalizowane po południowej stronie wsi Truskaw. Niegdyś przesuszony obszar łąk, obecnie zasilany dodatkowo wodami pościekowymi z oczyszczalni „Mokre łąki”, stanowi jeden z największych zbiorników wód na terenie KPN. W 2007 r. został pogłębiony i od tej chwili zachodzi w nim naturalna sukcesja. Jest to jedyne w Parku miejsce gniazdowania mewy śmieszki i perkoza rdzawoszyjnego. Zbiornik stanowi obecnie ważny punkt na szlaku migracyjnym ptaków wodno-błotnych.

◀ Mokre łąki
(fot. A. Andrzejewska)

sunkowo dobrym stanie, szczególnie te, które wybudowano pod koniec lat 90. XX w. Dostyc dobrze utrzymany jest system regulacji Kanału Ł9, chociaż jego funkcjonowanie zostało zakłócone przez działalność bobrów w okolicy wsi Cisowe. Gorzej przedstawia się sytuacja na kanałach Olszowieckim i Zaborowskim; stosunkowo nieliczne budowle piętrzące są tam często drewniane, a ich stan jest zły (Kazimierski i in. 2003). W wyniku prac melioracyjnych obszary mokradeł i bagien zostały zmniejszone. Mimo to nadal – obok wydm – stanowią główny element krajobrazu KPN i są w większości objęte ochroną.

Na obszarze KPN brak jest rozległych, naturalnych zbiorników wodnych. Niewielkie zbiorniki są w większości pozostałością po eksploatacji torfów lub po stawach rybnych. Większe zbiorniki wodne znajdują się w otulinie KPN, głównie w sąsiedztwie Wisły. Są to starorzecza np.: Jez. Dziekanowskie, Jez. Kiełpińskie, Jez. Secymińskie. Największym zbiornikiem wodnym w obrębie Parku jest rozlewisko Mokre Łąki, położone w sąsiedztwie wsi Truskaw. Jest to sztuczny zbiornik zasilany wodami zrzucanymi z oczyszczalni ścieków gminy Izabelin, który powstał wraz z jej uruchomieniem w 2005 r. w wyniku zalania dużego obszaru łąk.

Stany wody na Kanale Łasicy są kontrolowane przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej w przekroju wodowskazowym we Władystawowie, zamykającym zlewnię o powierzchni 363 km². Najwyższe przepływy występują w okresie wiosennych roztopów, które pojawiają się na ogół na przełomie marca i kwietnia. Natomiast najniższe przepływy są charakterystyczne dla miesięcy letnich, kiedy występują długotrwałe okresy niżówek. Największy przepływ zaobserwowano w marcu 1979 r. i wyniósł on 7,98 m³·s⁻¹, tj. niewiele więcej niż w czasie lipcowej powodzi w 1997 r. (7,45 m³·s⁻¹). W okresie lata przepływy są jednak na ogół niskie, osiągając minimalne wartości ok. 0,002 m³·s⁻¹.

Na cechy fizyczne i chemiczne wód powierzchniowych w KPN wywiera wpływ wiele czynników. Podstawowym jest duża zmienność warunków fizycznogeograficznych, w tym układ na przemian położonych pasów wydmowych i bagiennych oraz ograniczenie terenów Parku od południa przez wysoczyznę polodowcową, natomiast od północy przez dolinę Wisły. Odczyn wód powierzchniowych zawiera się w przedziale od pH 5,0 do pH 8,0. Najniższy charakteryzuje wody obszarów bagiennych, najwyższy – wody spływające z Równiny Łowicko-Błońskiej. Twardość ogólna wód cieków mieści się w granicach od 4,2 do 16° n. Zmiany twardości wód są niemal identyczne jak zmiany ich odczynu (Zintegrowany..., 1999).

Najwyższa mineralizacja wód charakteryzuje cieki dopływające do KPN z południa oraz wschodu, czyli z wysoczyzny morenowej oraz z aglomeracji warszawskiej. Cieki spływające z terenów dawnej Huty Warszawa oraz nowych osiedli mieszkaniowych prowadzą wody o mineralizacji dochodzącej

WARTO ZOBACZYĆ

● **Łąki i obszary bagiennie** – dobrze widoczne z mostka na Kanale Zaborowskim w Zaborowie Leśnym. Z niego otwiera się rozległy widok na zarastające łąki obszaru ochrony ścisłej „Kalisko” oraz okresowo podtapiane olsy obszaru ochrony ścisłej „Zaborów”. Znajdują się tu małe śródlądne zbiorniki (dawne stawy Majątku Zaborów), których woda wydaje się czarna. Na południe, starą trytwą (podwyższenie) wiedzie zielony szlak, z którego można podziwiać rozległe, podlegające naturalnej sukcesji obszary bagiennie.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Łąki i olsy** – dobrze widoczne z mostka na Kanale Zaborowskim w ławach położonym na zielonym szlaku. Z mostka rozciąga się widok na wilgotne łąki i olsy zarastające grunty dawnej wsi Ławy. Są one pozostałością otoczonych wydmami bagiennych, które w wyniku melioracji zostały przesuszone.

do $1000 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, natomiast te z Równiny Łowicko-Błońskiej mają mineralizację od 500 do $600 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Wody dopływające z mokradel charakteryzują się natomiast mniejszą mineralizacją wynoszącą od 200 do $400 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. W wodach zlewni Łasicy dominującymi jonami są wodorowęglanowy i wapniowy lub magnezowy (Kazimierski i in. 2003).

Wykorzystanie wód

Na terenie Kampinoskiego Parku Narodowego wykorzystuje się przede wszystkim wody podziemne. W Parku znajdują się trzy studnie wiercone oraz ok. 1000 przydomowych studni kopanych. W okresie wysokich stanów wód, system budowli regulacyjnych i pomp umożliwia przepompowywanie wody do Bzury.

Jakość wód

Jednoznaczna ocena jakości wód powierzchniowych w Kampinoskim Parku Narodowym jest utrudniona. Wynika to ze zmieniających się w ostatnich latach kryteriów oceny jakości wód rzecznych w związku z wdrażaniem Ramowej Dyrektywy Wodnej. Wyniki monitoringu wód powierzchniowych, od 1998 r. wykazują, że w zależności od przyjętych kryteriów, wody powierzchniowe w KPN znajdują się na pograniczu III klasy i wód pozaklasowych (w systemie 3. klasowym) oraz na pograniczu IV i V klasy (w systemie 5. klasowym). Według badań przeprowadzonych w 2009 r., zgodnie z wy-



WARTO ZOBACZYĆ

- **Jaz w Elżbietowie** – jaz na Łasicy usytuowany na zachodniej granicy Parku. Jest to jeden z dwóch jazów na terenie Parku zbudowany z przepławką dla ryb umieszczoną w środku nurtu.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Długie Bagno** – jedno z dwóch torfowisk wysokich Parku, porośnięte częściowo borem bagiennym. W XX w. było osuszane w celu wydobywania torfu i wprowadzania produkcji rolnej. Obecnie, sukcesja brzozy omszonej w warunkach obserwowanego deficytu wody, może pogłębiać przesuszenie torfu i skutkować wzmożonym procesem jego murszenia. Na torfowisku znajduje się jedno z najbardziej wysuniętych na południe w Polsce stanowisk chamaedafne północnej (*Chamaedaphne calyculata* (L.) Moench) – reliktu polodowcowego.

◀ Długie Bagno
(fot. A. Andrzejewska)



maganiami Ramowej Dyrektywy Wodnej, stan ekologiczny Łąsicy i Kanału Olszowieckiego oceniono jako umiarkowany, a Kanału Kromnowskiego jako dobry (www.wios.warszawa.pl). W skali ostatniej dekady, niska jakość wód w Parku wynika przede wszystkim z przekroczeń wskaźników tlenowych (BZT₅, ChZT-Mn, ChZT-Cr) oraz stężenia azotu amonowego, azotynów, fosforu ogólnego oraz miejscami żelaza ogólnego. Szczególnie niepokojące wydają się przekroczenia w zakresie związków azotu i fosforu, które mogą wskazywać na wzrastającą antropopresję. Tylko incydentalnie obserwowano podwyższoną liczbę bakterii coli typu kałowego, która obniżyła jakość wód Łąsicy w 2005 r.

Zagrożenia wód

Kampinoski Park Narodowy jest położony w bezpośrednim sąsiedztwie dużej aglomeracji miejskiej, co stanowi o jego unikatowości nie tylko w skali krajowej, lecz również międzynarodowej. Z położenia tego wynika jednak szereg zagrożeń dla stosunków wodnych Parku.

Silna presja inwestycyjna we wschodniej części strefy ochronnej KPN jest przyczyną przekształcania stosunków wodnych. Istotne fragmenty zlewni Łąsicy w granicach Warszawy są coraz intensywniej zabudowywane. Ograniczana jest zatem powierzchnia czynna, przez którą odbywa się zasilenie infiltracyjne wód podziemnych, co w efekcie może prowadzić do obniżania ich zwierciadła. Wzrasta liczba potencjalnych ognisk zanieczyszczeń. Problem ten dotyczy także gmin podmiejskich (Łomianki, Izabelin, Stare

▲ Zarastające koryto Łąsicy w Aleksandrowie (fot. A. Andrzejewska)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jaz w Aleksandrowie** – wybudowany w 1997 r. na Kanale Łąsica po zachodniej stronie drogi 319 (Leszno – Kazuń). Jest to jeden z dwóch jazów wybudowanych na terenie KPN w tym okresie. Charakterystyczną jego cechą jest przepławka dla ryb usytuowana w środku nurtu i zajmująca 1/3 przekroju jazu.

Babice, Koczargi, Leszno). Dynamiczny rozwój zabudowy dotyka nie tylko wschodnich, lecz również południowych granic KPN. Jest to związane z przebiegiem drogi łączącej Warszawę i Sochaczew, alternatywnej w stosunku do drogi krajowej nr 2. Wzdłuż tego szlaku komunikacyjnego przebiegającego w strefie krawędziowej Równiny Łowicko-Błońskiej, rozwija się nie tylko zabudowa mieszkaniowa, ale również działalność usługowa (hurtownie, magazyny) oraz wysokonakładowa działalność rolnicza (warzywnictwo, fermy hodowlane). Wszystko to jest potencjalnym zagrożeniem dla jakości wód KPN, który znajduje się w niekorzystnym położeniu – w Kotlinie Warszawskiej. Dopływające do obszaru Parku cieki prowadzą wody niskiej jakości np. z zanieczyszczonego obszaru dawnej Huty Warszawa. Tempo rozwoju sieci kanalizacyjnej gmin otaczających KPN nie nadąża za dynamicznym rozwojem zabudowy. Część gmin odprowadza wody z oczyszczalni ścieków wprost do cieków otuliny, a za ich pośrednictwem do strug płynących w Parku. Gminy Stare Babice oraz Izabelin odprowadzają oczyszczone ścieki do zlewni Kanału Zaborowskiego, natomiast gmina Kampinos do zlewni Kanału Olszowieckiego. Oprócz trzech oczyszczalni gminnych, do zlewni Łasicy odprowadzane są ścieki z trzech oczyszczalni zakładowych w Borzęcinie, Dziekanowie Leśnym i Sadowej. Łączna wydajność oczyszczalni gminnych wynosi $3122 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, natomiast zakładowych – $229 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$. Wszystkie gminne oczyszczalnie są typu biologicznego z podwyższonym usuwaniem biogenów. Do zlewni Kanału Kromnowskiego odprowadzane są też ścieki z zakładowej biologicznej oczyszczalni w gminie Czosnów, której wydajność w 2009 r. wynosiła $209,8 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ (www.wios.warszawa.pl). Teoretycznie, w przypadku wszystkich lokalnych oczyszczalni, zachowane są podstawowe wymogi bezpieczeństwa i obiekty te reprezentują wysoki poziom technologiczny. Niemniej należy brać pod uwagę potencjalne zagrożenie związane np. z ryzykiem awarii.

Kolejne problemy niesie ze sobą funkcjonowanie systemu zastawek, jazów i innych urządzeń piętrzących. Ich stan techniczny, a także fakt, iż jazy są na stałe otwarte sprawia, że system regulacji Łasicy nie działa właściwie (Ciepielowski, Włodarczyk 2004). Duży problem stanowi droga nr 319, będąca ważnym szlakiem komunikacyjnym dzielącym teren KPN na część wschodnią i zachodnią. Droga ta przecina kanały: Zaborowski, Łasicy i Ł9. Bardzo duże natężenie ruchu jest tu zagrożeniem nie tylko dla fauny i flory, ale również może prowadzić do zanieczyszczenia wód powierzchniowych oraz płytkich wód podziemnych głównie metalami ciężkimi i węglowodorami aromatycznymi.

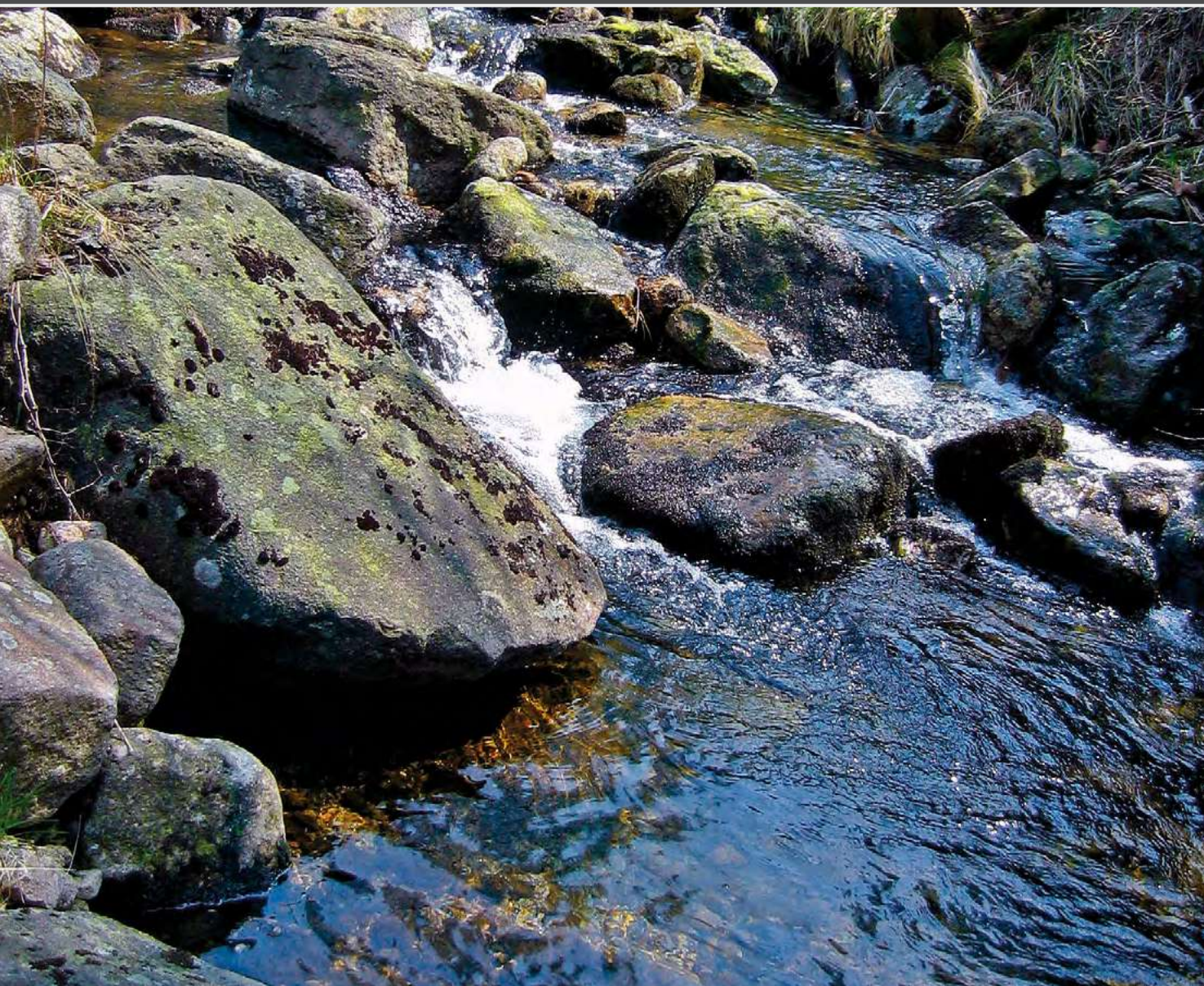
► Mokre Łąki zimą
(fot. A. Andrzejewska)







Wody w parkach narodowych Polski
KARKONOSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Wodospad Myi

(fot. K. R. Mazurski)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Karkonoski Park Narodowy

Krzysztof R. Mazurski



www.kpnmab.pl

Położenie

Karkonoski Park Narodowy (KrPN) usytuowany jest w południowo-zachodniej części woj. dolnośląskiego, przy granicy z Republiką Czeską. Grzbietem granicznym przebiega europejski dział wodny między zlewiskami mórz Bałtyckiego (dorzecze Odry) i Północnego (dorzecze Łaby). Park zajmuje szczytowe i grzbietowe partie Karkonoszy (Sudety Zachodnie), schodząc tylko w rejonie Jagniątkowa i Szklarskiej Poręby do ich podnóża oraz obejmując dwie eksklawy: Wodospad Szklarki (0,55 km²) i górę Chojnik z ruinami zamku (0,8 km²; Kondracki 2001). Park położony jest w zlewniach rzek Kamiennej i Łomnicy, będących lewostronnymi dopływami Bobru uchodzącego do Odry. Najwyższym wzniesieniem jest Śnieżka o wysokości 1602 m n.p.m., natomiast najniżej położony punkt leży w dolnej części rezerwatu „Wodospad Szklarki” (490 m n.p.m.).

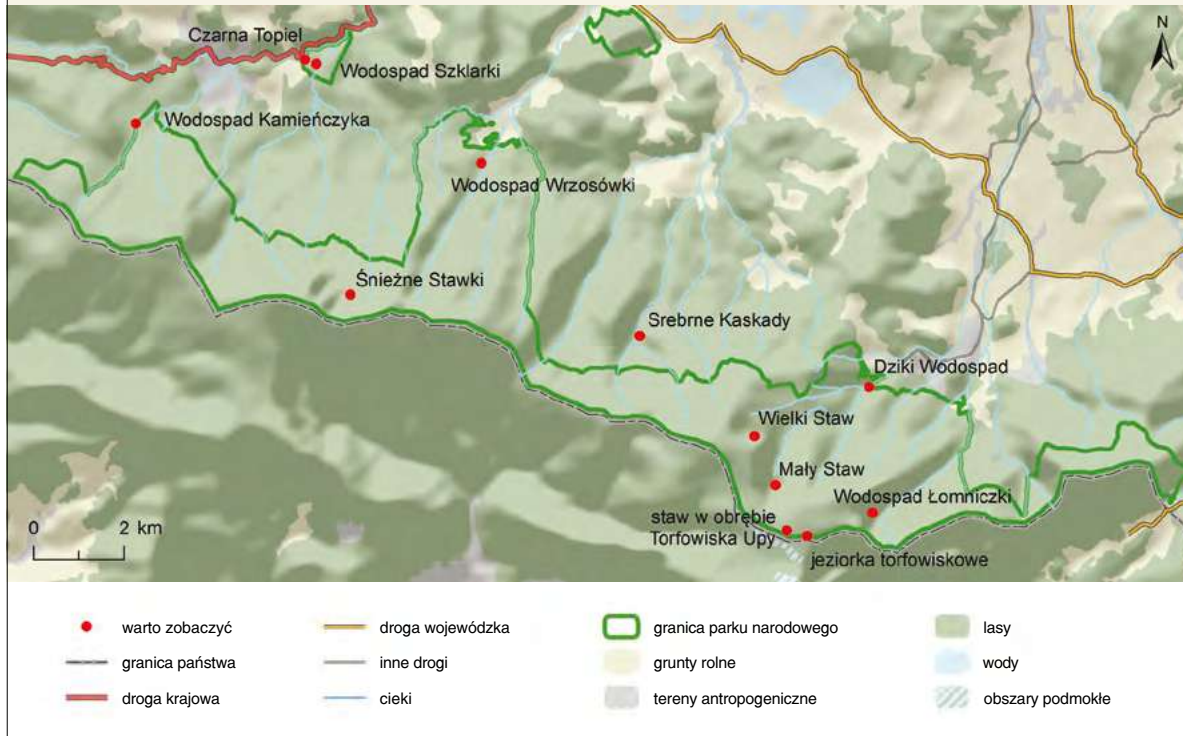
Otulina KrPN, z licznymi miejscowościami wypoczynkowymi – w tym miasta Karpacz i Szklarska Poręba – obejmuje 112,66 km². Poważny wpływ na przyrodę KrPN wywiera turystyka piesza, odbywająca się szlakami o łącznej długości 120 km. Poważne problemy wywołuje narciarstwo stokowe (zjazdowe), którego trasy sięgają podgrzbietowych partii zboczy oraz wspomagające je urządzenia. Funkcjonują tu też dwie koleje linowe – na Kopy i Szrenicę – kanalizujące ruch turystyczny, oraz dziesięć wyciągów narciarskich. Turystów przyjmuje dziesięć schronisk, ulokowanych przeważnie w najwyższych partiach grzbietu granicznego. Od strony polskiej nieutwardzona droga na Przełęcz Karkonoską wykorzystywana jest jedynie przez pieszych.



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 16 stycznia 1959 r.
Powierzchnia: 55,75 km²
Gęstość sieci rzecznej: 3,5 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 2,17 km⁻²
Liczba oczyszczalni ścieków: 12

Karkonoski Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



Tereny objęte ochroną ścisłą zajmują 31% powierzchni KrPN, częściową – 67,9%, zaś krajobrazową – 1,1%. Dominującą formą pokrycia terenu są lasy stanowiące 68,7% powierzchni Parku (38,29 km²), natomiast użytki rolne zajmują 30,9%, a wodne – zaledwie 0,4%. Wysokość bezwzględna oraz położenie w strefie granicznej klimatów oceanicznego i kontynentalnego spowodowało wykształcenie się wszystkich pięter roślinnych – włącznie z subalpejskim – lecz położonych niżej w porównaniu z Tatrami. Nieracjonalna gospodarka leśna w minionych wiekach spowodowała pojawienie się ciemnych, ubogich w runo monokultur świerkowych, które zastąpiły siedliska buczyny górskiej – dominującego niegdyś grądu środkowoeuropejskiego i boru mieszanego regla dolnego. Wyżej rośnie górnoreglowa świerczyna sudecka, a ponad górną granicą lasu – gęste zarośla sosny górskiej (kosodrzewiny, kosówki). Tereny między nimi wypełniają murawy bliźniczkowe i rumowiska skalne (Mazurski 2006, Walczak 1968).

Ruch samochodowy ograniczony jest do dróg lokalnych poza Parkiem, natomiast jego intensywne nasilenie występuje na międzynarodowej trasie E85, przebiegającej od zachodu przez Szklarską Porębę i Przełęcz Szklarską.

Mniejszą uciążliwość stanowi on na odcinku Rozdroże Kowarskie – Okraj – Malá Úpa. Ruch kolejowy przez Przełęcz Szklarską nie istnieje od wielu lat.

W 1963 r. w Republice Czeskiej powstał Krkonošský národní park, który od 1992 r., wraz z Karkonoskim Parkiem Narodowym, posiada status bilateralnego rezerwatu biosfery M&B UNESCO, zaś od 2004 r. – Parku Transgranicznego. Od 2010 r. KrPN posiada status Geoparku Krajowego.

Budowa geologiczna i rzeźba

Karkonoski Park Narodowy leży w obrębie jednostki geologicznej zwanej blokiem karkonosko-izerskim, powstałym w wyniku intruzji magmowej między skałami metamorficznymi podczas orogenezy hercyńskiej (paleozoik). Wobec różnej gęstości skał, intruzji i otoczenia, blok granitowy zaczął się podnosić i już w permie znalazł się na powierzchni, podlegając wietrzeniu i erozji. Lokalne utwory przedpaleozoiczne zostały nasunięte od wschodu jako dwie płaszczowiny, które także ulegały silnemu niszczeniu.

Dźwiganie bloku granitowego zachodzi nadal w tempie 1–1,5 mm na rok, przy czym najsilniejszy przebieg ma w północnej części Sudetów. Podczas orogenezy alpejskiej rejon ten został wydźwignięty jeszcze bardziej (nieomal do współczesnych wysokości), pękając przy tym i powodując wylewy lawy bazaltowej w formie bazaltoidowych żył. W zachodniej części Małego Śnieżnego Kotła, w obrębie granitów określanych jako grzbietowe, znajduje się taka żyła i jest ona uważana za jedną z najwyższych położonych w Europie Środkowej. Ma ona przebieg pionowy i odśłania się na długości ok. 150 m w kierunku S-E. Jej szerokość w dolnej części wynosi ok. 50 m, natomiast w górnej – 65 m (Kozłowska-Koch 1987).

Górotwór KrPN zbudowany jest z kilku odmian granitów karbońskich, cechujących się dużym, widocznym udziałem ortoklazu potasowego o czerwonej lub wręcz wiśniowej barwie. Urozmaicenie stanowią szliry biotytowe (smugi o nieostrych granicach) i gniazda pegmatytów z rzadkimi minerałami, żyły kwarcowe – lokalnie z ametystami, oraz dajki aplitów (intruzje w formie żył), lamprofirów i bazaltu. Masyw granitowy jest zróżnicowany równoleżnikowo wskutek niejednakowego czasu krzepnięcia magmy: północną część (Kotlina Jeleniogórska i dolne stoki Karkonoszy) zajmuje granit porfirowaty o dużych kryształach skaleni, natomiast południową, młodszą – granit równoziarnisty (Mierzejewski, red. 2005).

Śnieżka zbudowana jest z hornfelsów, ciemnych, często warstwowych, drobnoziarnistych, bardzo odpornych na wietrzenie skał metamorficznych, przeobrażonych termicznie na kontakcie z intruzją granitu starszych od niego łupków łuszczkowych. Są one silnie zmineralizowane; rozpoznano w nich dotąd ok. 230 minerałów, w tym rzadko spotykanych takich jak:

WARTO ZOBACZYĆ

- **Staw w obrębie Torfowiska Upy** – staw o powierzchni 1583 m² położony w obrębie torfowiska rozpościerającego się między Śnieżką, Hraničním hřbetem oraz Studničną horą; krajobraz otoczenia przypomina subarktyczną tundrę. Posiada on długość 75 m i szerokość 32 m, zaś maksymalna głębokość sięga 1 m. W dnie stawu zalega 60 cm torfu.



◀ Wielki Staw
(fot. A. Raj)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Wielki Staw** – największe karkonoskie jezioro o powierzchni 8,32 ha i pojemności 790 573 m³ (1225 m n.p.m.) Posiada ono kształt eliptyczny; część północno-zachodnia misy jeziornej jest węższa i płytsza niż część południowo-wschodnia. Od południa staw ogranicza stroma ściana kotła polodowcowego sięgająca 200 m wysokości. Pod nią głębokość stawu jest największa i wynosi 24,4 m. Brzeg północny stanowią wielkie głazy wału morenowego. W części wschodniej, ze stawu wypływa jeden ze źródłkowych potoków Łomnicy. Temperatura wody w lipcu na głębokości 24 m wynosi 7,2°C. W stawie żyje ok. 70 gatunków fauny, w tym reliktowy wrek słodkowodny (*Otomesostoma audutivum*). Ciekawym przedstawicielem flory jest poryblin jeziorny (*Isoëtes lacustris* L.) – relikwit epoki lodowcowej. Już w 1933 r. Staw objęty był ochroną rezerwatową; obecnie stanowi obszar ochrony ścisłej i podziwiać go można jedynie ze szlaku wiodącego ze Starej Polany koło Pielgrzymów na grzbiet oraz znad krawędzi kotła, nad którą do końca lat 40. XX w. stało schronisko im. księcia Henryka (Raj 2008).

uranofan, kontekit, novakit, kutinait i paxyt (Mierzejewski 2005). Na wschód od Śnieżki występują na powierzchni neoproterozoiczne i staropaleozoiczne skały metamorficzne osłony granitu Karkonoszy – łupki łuszczycowe, amfibolity i gnejsy (Knapik 2009; Czerwiński, Mazurski 1992; Oberc 1972).

Głównym elementem rzeźby KrPN jest zrównana przez procesy erozji i denudacji wierzchowina, ponad którą wznoszą się pojedyncze wierzchołki i liczne granitowe obłe skałki zwane w Sudetach kopami, między którymi rozciągają się rozległe powierzchnie z licznymi torfowiskami. Śladem lokalnego zlodowacenia górskiego są kotły polodowcowe, a poniżej nich wały moren bocznych i czołowych. W fazach najstarszej i młodszej plejstocenu jezory lodowcowe ze Śnieżnych Kottów – Wielkiego i Małego, spływały odpowiednio do 920 i 975 m n.p.m., a w najmłodszej fazie do 1150 m n.p.m. W Małym Kotle Śnieżnym w okresie przed ostateczną deglacją istniał przypuszczalnie niewielki lodowiec gruzowy (Traczyk 2009).

Zbocza podcięte są niszczącymi, powstałymi wskutek niszczącej działalności wieloletnich płatów śnieżnych. Pozostałością klimatu peryglacjalnego są rozległe pokrywy blokowe typu gołoborzy oraz gleby poligonalne i wieńce gruzowe (Jahn, red. 1985; Steć, Walczak 1962).

Wody podziemne

Pod względem hydrogeologicznym Karkonoski Park Narodowy wchodzi w skład subregionu Sudetów, będącego częścią regionu środkowej Odry (Staško, Michniewicz 2007). Główny zbiornik wód podziemnych znajduje się w szczelinach skał granitowych i metamorficznych. Największe zasoby wód podziemnych znajdują się w strefie przypowierzchniowej spękań, przeciętnie do 25–30 m głębokości i są hydraulicznie powiązane z wodami pokryw zwietrzelinowych i aluwii. Wody szczelinowe występują głębiej w strefach uskoku tektonicznych. Wody podziemne występują także w utworach zwietrzelinowych zalegających na stokach oraz w osadach aluwialnych. Miąższość i charakter zwietrzelin są zróżnicowane; tworzą je pokrywy rumowiskowe, a lokalnie – pokłady torfu. W partiach grzbietowych miąższość zwietrzelin nie jest duża. Wody aluwialne występują głównie w dnach środkowych i dolnych odcinków dolin. Szacuje się, że minimalne zasoby odnawialne wynoszą 83 tys. $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, natomiast średnie – 180 tys. $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$. Łączne zasoby odnawialne w części granitowej określa się na ok. $500 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Mineralizacja wód podziemnych jest bardzo niska. Są to wody ultrasłodkie typu wodorowęglanowo-wapniowego. Ich skład chemiczny ulega zmianom pod wpływem opadów i osadów atmosferycznych, jednak zwykle dominują jony wapnia przy obecności sodu i magnezu. W przypadku niektórych jonów wyraźna jest piętrowość składu chemicznego: na przykład koncentracja glinu w partiach grzbietowych jest kilkakrotnie wyższa niż w dnach dolin, co prawdopodobnie jest spowodowane kwaśnymi deszczami (Mierzejewski, red. 2005). Odmiennymi cechami chemicznymi – zwłaszcza podwyższoną kwasowością – odznaczają się wody podziemne w obrębie torfowisk.

Gęstość wypływów wód podziemnych na terenie KrPN jest znaczna. Spośród ok. tysiąca wypływów wód podziemnych, ok. 20% stanowią źródła descenzyjne, wśród których przeważają źródła zboczowe skalno-zwietrzelinowe. W kotłach polodowcowych występują źródła szczelinowe. Aż 45% wypływów stanowią wycieki. Młaki i wysięki występują najczęściej w rejonie torfowisk. Zdarza się, że obserwuje się zanik wody w rumoszu skalnym i jej ponowny wypływ na powierzchnię na kontakcie rumoszu z nieprzepuszczalnym podłożem. Większość wszystkich wypływów ma niską, choć na ogół dość stałą wydajność wynoszącą od 0,1 do 0,6 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Największa wydajność wypływów występuje wiosną. Mineralizacja wody wynosi od 42 do 128 $\text{mg}^3 \cdot \text{dm}^{-3}$, zaś twardość od 2,5°n do 6°n, w niektórych źródłach występuje radon (do 1770 $\text{Bq} \cdot \text{dm}^{-3}$). Podwyższoną radioaktywnością i mineralizacją odznacza się Dobre Źródło. Leży ono przy Śląskiej Drodze (poza Parkiem, w Karpaczu) – najstarszym szlaku prowadzącym przez Karkonosze na czeską stronę. Prawdopodobnie już w czasach historycznych



WARTO ZOBACZYĆ

● **Mały Staw** – drugie pod względem wielkości powierzchni jezioro KrPN (2,9 ha) o pojemności 99 925 m³ i głębokości maksymalnej 7,3 m (1183 m n.p.m.). Staw jest zasilany stałymi dopływami, które urozmaicają południowy brzeg. Rygiel skalny pokryty jest moreną czołową

o wysokości 6 m, którą przecina źródłowy odcinek potoku Łomnica. Latem, temperatura wody poniżej 2 m głębokości wynosi ok. 10°C. Podobnie jak w przypadku Wielkiego Stawu, rośnie tutaj poryblin jeziorny (*Isoëtes lacustris* L.) mający tu najdalej na SW wysunięte stanowisko. Od strony wschodniej, na morenie bocznej, wznosi się schronisko PTTK „Samotnia”.

▲ Mały Staw
(fot. K. R. Mazurski)



WARTO ZOBACZYĆ

• **Śnieżne Stawki** – wypełniają obniżenia między morenami czołowymi na dnie i przedpolu Śnieżnych Kotłów. Dwa z nich, na wysokości 1260 m n.p.m., znajdują się w Wielkim Śnieżnym Kotle i mają ok. 1,5 m głębokości. Otaczają je bloki skalne o bardzo zróżnicowanej wielkości. Trzeci stawek leży na przedpolu Małego Śnieżnego Kotła (1165 m n.p.m.). Śnieżne Stawki nie mają stałego dopływu, dlatego też stan wody ulega znacznym wahaniom.

◀ Śnieżny Stawek
(fot. K. R. Mazurski)



WARTO ZOBACZYĆ

• **Srebrne Kaskady** – grupa wodospadów w korycie Srebrnego Potoku (dopływ Podgórznej) na północnym zboczu Tępego Szczytu na wysokości 910 m n.p.m. Wody spadają tu z kilku progów skalnych poniżej Ptasich Skał. Srebrne Kaskady leżą poza Parkiem – bardzo blisko jego granicy.

◀ Srebrne Kaskady
(fot. K. R. Mazurski)



◀ Dobre Źródło
(fot. K. R. Mazurski)

otaczane było kultem, a obecnie uznawane jest za święte. Przy źródle znajduje się kaplica św. Anny (Szarek 1989).

Wody powierzchniowe

Teren Karkonoskiego Parku Narodowego leży w dorzeczu Kamiennej (od zachodu) i Łomnicy (od wschodu), które są lewostronnymi dopływami Bobru, uchodzącego do Odry. Kamienna wypływa na wysokości 1125 m n.p.m. spod Mumławskiego Wierchu, jej spadek wynosi od 42 do 77‰; zaledwie 0,544 km² jej całkowitej zlewni (231 km²) leży w obrębie KPN. Jest to rzeka wybitnie górską, której szerokość przy średnich stanach kształtuje się od 5 m w Jakuszykach (część Szklarskiej Poręby) do 10–15 m przy połączeniu ze Szklarką. Do największych dopływów Kamiennej, biorących początek na obszarze KrPN należą: Kamińczyk z Ciekotką, Szrenicki Potok ze Szklarką, Wrzosówka (źródła w Czarnym Kotle) z Polskim Potokiem i Sopotem oraz Podgórna ze Srebrnym Potokiem i Myją.

Łomnica powstaje z połączenia potoków wypływających ze stawów Wielkiego i Małego. Zlewnia Łomnicy liczy 118,3 km², z czego 12,71 km² leży w obrębie KrPN. Jej spadek na obszarze Karkonoszy nie przekracza 150‰. Największymi dopływami Łomnicy, których obszary źródliskowe znajdują się w Parku są: Płasawa, Złoty Potok, Bystrzyk, Wilczy Potok, Łomniczka (źródło w górnej części Kotła Łomniczki) oraz Płomnica (Mierzejewski, red. 2005).

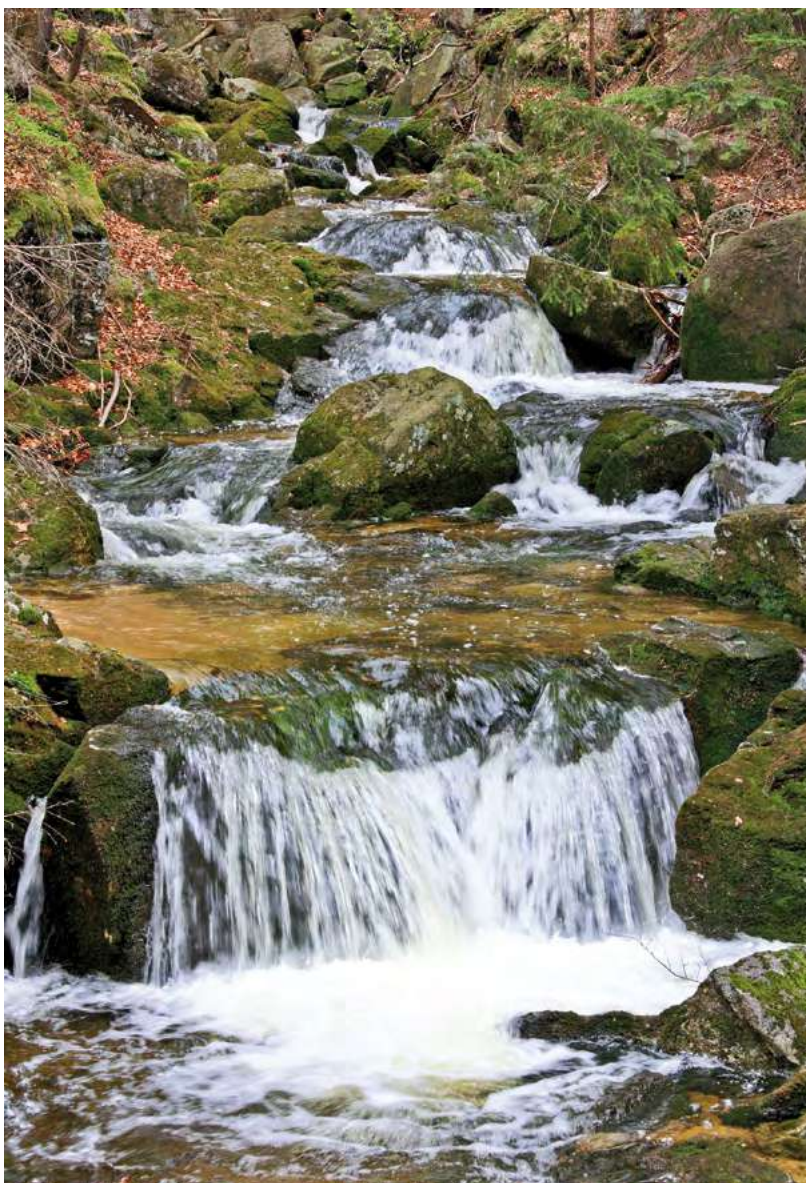
Długości dopływów Kamiennej i Łomnicy na obszarze Parku nie przekraczają kilku kilometrów; większość z nich ma bieg południkowy i znaczny

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wodospad Łomniczki**
– obejmuje ciąg kaskad na odcinku ok. 300 m o łącznej wysokości 150 m w korycie potoku Łomniczki, wypływającej na wysokości 1402 m n.p.m. we wschodniej części Równi pod Śnieżką. Kaskady rozpoczynają się już poniżej krawędzi Kotła Łomniczki; są niedostępne dla turystów w okresie zimowym. Obok przebiega szlak wiodący pod Śnieżkę. W sąsiedztwie znajduje się symboliczny Cmentarz Ludzi Gór.

spadek przekraczający lokalnie nawet 160‰ (np. Kamieńczyk). Lokalnie, wody niektórych potoków giną w rumoszu skalnym (np. Wrzosówka).

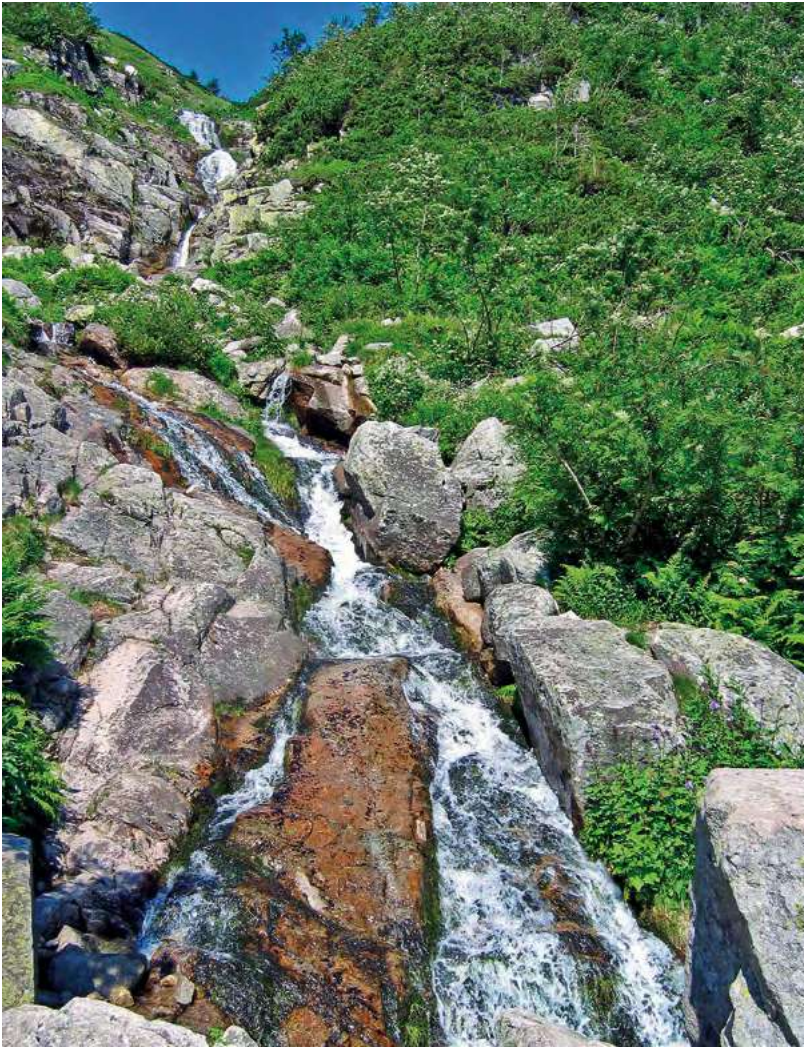
Reżim przepływów potoków karkonoskich jest złożony (więcej niż jeden okres wezbraniowy) i nawiązuje do sezonowości klimatycznej. Pierwszy okres podwyższonych przepływów jest spowodowany ablacją pokrywy śnieżnej (marzec, kwiecień), natomiast drugi – opadami letnimi (lipiec, sierpień). Ponadto zdarzają się także wezbrania spowodowane roztopami



WARTO ZOBACZYĆ

- **Wodospad Wrzosówki** – ciąg kaskad skalnych na odcinku kilkudziesięciu metrów zlokalizowany w korycie Wrzosówki, poniżej Skalnych Baszt. Nad skalnym korytem wznoszą się strome ściany jaru, wokół rozciąga się las mieszany regla dolnego.

◀ Kaskady Wrzosówki
(fot. A. Raj)



śródmowymi (grudzień, styczeń). Niżówka jesienna trwa od września do października lub listopada. Zimą na zwiększenie przepływów wpływają feny – silne, ciepłe wiatry orograficzne wzmagające topnienie śniegu i osadów atmosferycznych. Szacuje się, że udział zasilania podziemnego w zlewniach potoków karkonoskich stanowi 50–80%. Moduł odpływu podziemnego wynosi od $7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ u podnóża gór do $15 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ w części wierzchowinowej.

Największy odpływ jednostkowy występuje na wschód od Przełęczycy Karkonoskiej sięgając ok. $70 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, natomiast na zachód od Przełęczycy – ok. $60 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. W niższych partiach gór, np. w górnej części zlewni Kamiennej odpływ jednostkowy wynosi ok. $40 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

◀ Kocioł Łomniczki
(fot. K. R. Mazurski)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Wodospad Kamieńczyka** – najwyższy wodospad w Karkonoszach (27 m). Pierwszy z jego trzech progów tworzy najbardziej spektakularny widok; poniżej spienione wody przebijają się głębokim, wąskim jarem o pionowych ścianach. Szerokość koryta przy wodospadzie wynosi ok. 15 m, a niżej zmniejsza się nawet do 3 m. Ściany mają wysokość do 25 m. U podnóża kaskad powstał rozległy i głęboki kocioł eworsyjny, a między nimi znajduje się Złota Jama – wykute przez poszukiwaczy cennych minerałów zagłębienie. Miejsce to od zarania turystyki wchodziło do kanonu poznawczego odwiedzających Karkonosze. Obecnie zejście niemal do samej wody prowadzi schodkami i sztucznymi pomostami.



▲ Wodospad Kamieńczyka
(fot. K. R. Mazurski)



WARTO ZOBACZYĆ

- **Wodospad Szklarki** – drugi co do wysokości wodospad w polskich Karkonoszach (13,3 m). Pod progiem wodospadu utworzył się znacznych rozmiarów kocioł eworsyjny, który otoczony jest mniejszymi marmitami; niektóre z nich świadczą o cofaniu się wodospadu. Poniżej wodospadu Szklarka płynie wąskim, skalistym jarem o długości 400 m, otoczonym buczyną. Rejon ten stanowi eksklawę Parku o powierzchni 54,64 ha. Usytuowanie niedaleko drogi do Szklarskiej Poręby zadecydowało o wielkiej popularności tego miejsca, udostępnionego turystom już w drugiej połowie XVIII w. Dziś znajduje się tu schronisko PTTK „Kochanówka”, do którego wiedzie ścieżka dostosowana do potrzeb osób niepełnosprawnych.

◀ Wodospad Szklarki
(fot. J. Ochoński/photospoland.com)

Wody stojące na terenie KrPN występują w postaci jezior polodowcowych (stawy, stawki) i niewielkich jezior torfowiskowych. Jeziora torfowiskowe mają owalny kształt; ich znaczenie ekologiczne i krajobrazowe jest wyjątkowe. Powstały wskutek zróżnicowania roślinności na torfowisku i spływu wód w obniżenia między jej kępami. Proces ich rozwoju nasilił się wskutek słabszego rozwoju flory hydrofilnej po polodowcowym optimum klimatycznym (5–6 tys. lat temu). Woda tych jezior ma odczyn kwaśny (pH 3,0 – pH 3,5), co jest w dużej mierze efektem obecności kwasów humusowych i fulwowych (Czerwiński, Mazurski 1992; Staffa, red. 1993).

Wykorzystanie wód

Na terenie Karkonoskiego Parku Narodowego wody wykorzystywane są przez schroniska PTTK i prywatne. Ponadto, w sposób kontrolowany, woda pobierana jest do armatek śnieżnych na narciarskich trasach zjazdowych na zboczach Szrenicy i Kopy. Wiele ujęć dla celów komunalnych, funkcjonujących u podnóża grzbietu granicznego, zostało zniszczonych po 1945 r., a część z nich znalazła się w granicach KrPN. Dotyczy to zwłaszcza ujęć zaopatrujących Karpacz, wobec których czynione są starania o ich przemieszczenie poza Park. Łączny pobór z ujęć komunalnych na terenie KrPN wynosi 5 mln m³ na rok. Przykładem dobrego rozwiązania pozyskiwania karkonoskiej wody jest system zbudowany w zlewni Wrzosówki w pierwszej połowie XX w. Prowadzi on wodę spod Śnieżnych Kotłów i nie stanowi zagrożenia dla ekosystemu.



WARTO ZOBACZYĆ

● **Jeziorka torfowiskowe** – znajdują się na Równi pod Śnieżką i ponad kotłem Małego Stawu; są elementami grzbietowego krajobrazu Karkonoszy, upodabniającymi je do północnej Skandynawii. Te oczka wodne między płatami torfowisk tylko z rzadka osiągają powierzchnię ponad 1 ha i głębokość do 1,5 m. Być może, jedno z nich pochłonęło w 1828 r. Józefa Odrowąż-Pieniążka, który nieopatrznie zapuścił się na mokradła Równi pod Śnieżką. Woda jest w nich brunatna z powodu znacznej koncentracji kwasów humusowych, mimo to jednak stanowi ona siedlisko ponad stu gatunków glonów. Na zboczach, jeziora przybierają kształt rynnowy, poprzeczny do nachylenia; w czasie suszy – wysychają. Gdzieś tam, wśród roślinności torfowej, można dostrzec palsa – pagórki zwartej roślinności hydrofilnej z zamrzniętym do połowy lipca rdzeniem.

◀ Jeziora torfowiskowe na Równi pod Śnieżką (fot. A. Raj)



◀ Czarna Topiel
(fot. A. Raj)

WARTO ZOBACZYĆ

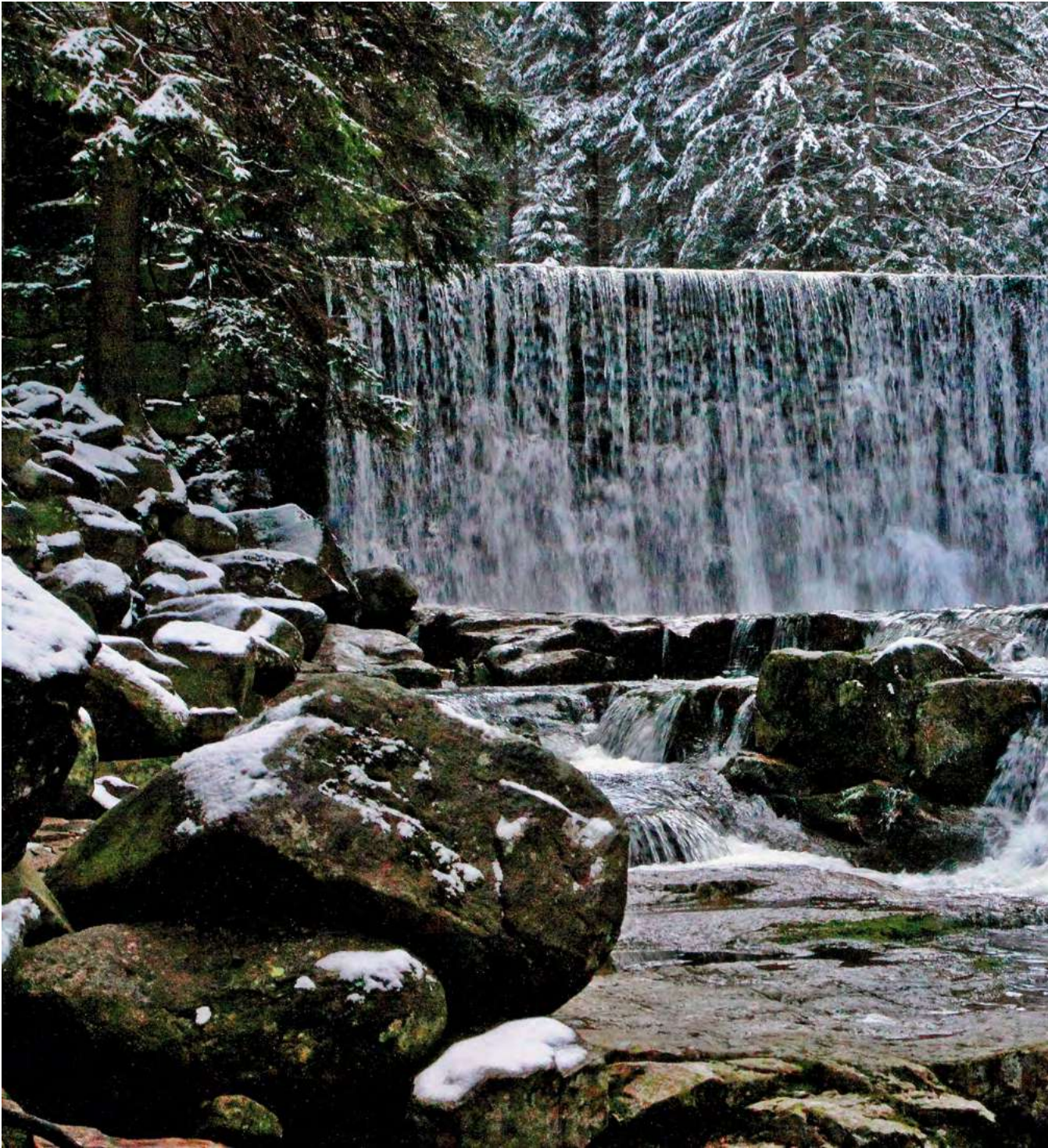
- **Czarna Topiel** – kocioł eworsyjny utworzony w wyniku erozji wgłębnej wód rzeki Kamiennej, płynącej przełomem powyżej ujścia Szklarki. Kocioł ma średnicę ok. 20 m i głębokość 2,5 m. W otoczeniu są liczne mniejsze kotły eworsyjne (marmity).

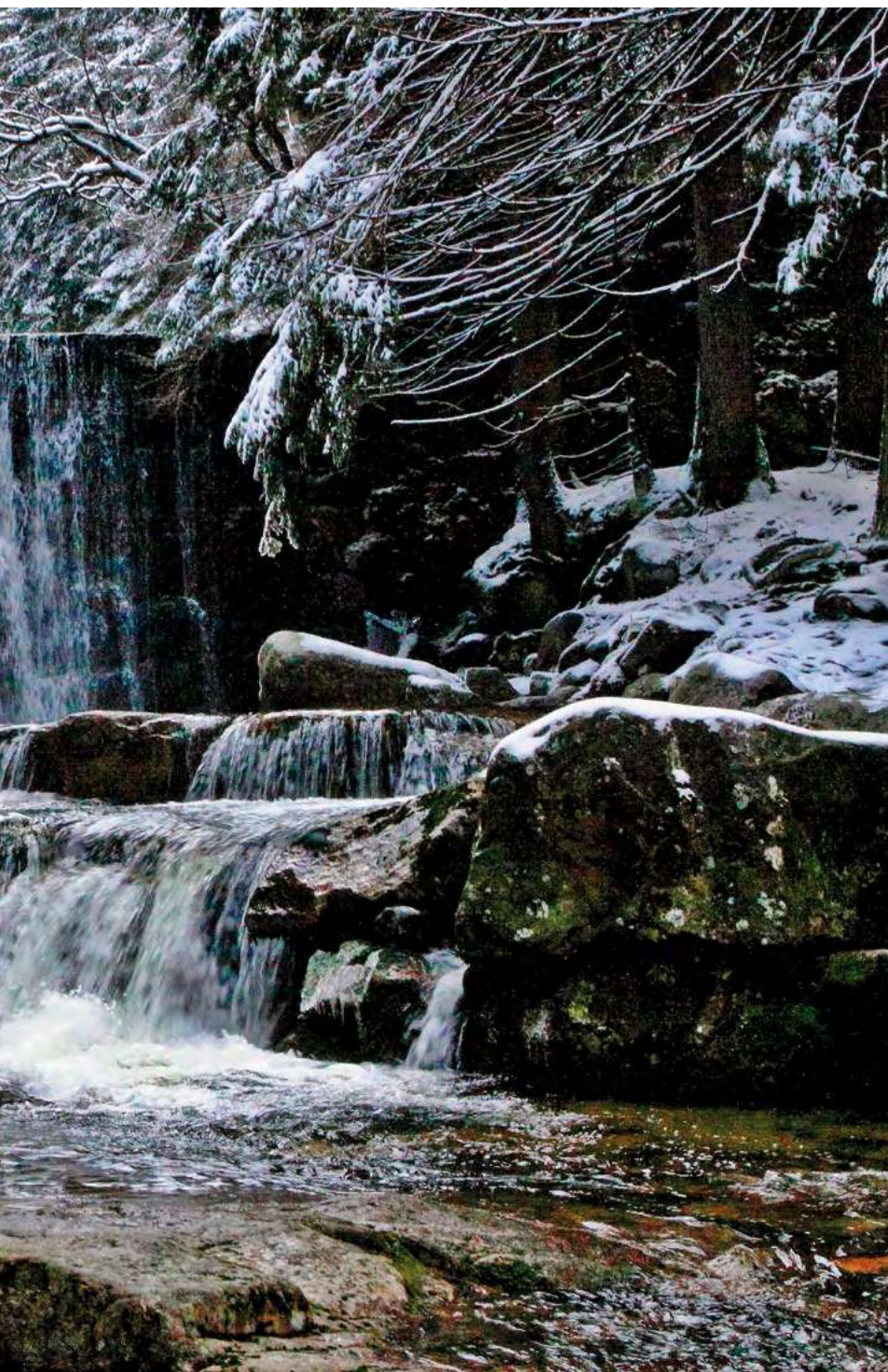
Jakość wód

Skład chemiczny wód – zarówno powierzchniowych jak i podziemnych – jest naturalny, jednak odznacza się podwyższoną koncentracją niektórych jonów, wskutek czego wody kwalifikowane są jako nieodpowiadające normom wody pitnej. Odznaczają się one wysokim zakwaszeniem (poniżej pH 6,5). Okresowo notuje się przekroczenia dopuszczalnych norm w odniesieniu do żelaza ogólnego, cynku, miedzi a także niklu, złota i berylu.

Zagrożenia wód

Ze względu na bardzo niską mineralizację i silne zakwaszenie, wody Karkonoskiego Parku Narodowego są bardzo wrażliwe na zagrożenia czynnikami zewnętrznymi. Głównym potencjalnym zagrożeniem dla wód KrPN są zanieczyszczone wody opadowe. W latach 1978–1988, szkody powstałe wskutek kwaśnych deszczów objęły aż 73% drzewostanów powyżej 700 m n.p.m. Wpłynęło to na zaburzenie naturalnego obiegu wody poprzez zmianę wielkości retencji i ewapotranspiracji oraz przyspieszenie odptywu. Jednakże od lat 90. XX w. kwasowość opadów zmalała wskutek m.in. spadku emisji związków siarki zarówno w Polsce, jak i krajach sąsiednich (Mazurski 1998).





WARTO ZOBACZYĆ

- **Dziki Wodospad** – znajduje się w korycie Łomnicy; woda spada ze sztucznego, przeciwrumowszowego progu skalnego przy ujściu Płąsawy. Usytuowany jest w pobliżu dolnej stacji kolejki na Kopę.

◀ Dziki Wodospad
(fot. K. R. Mazurski)



Wody w parkach narodowych Polski
MAGURSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Nad Zawoją
(fot. J. Lasek)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Magurski Park Narodowy

Judyta Lasek, Janusz Siwek



www.magurskipn.pl

Położenie

Magurski Park Narodowy (MPN) jest w całości położony w środkowej części Beskidu Niskiego – będącego częścią makroregionu Beskid Środkowy, zlokalizowanego w obrębie podprovincji Zewnętrzne Karpaty Wschodnie (Kondracki 2001). Beskid Niski rozciąga się od Przełęczy Łupkowskiej na wschodzie do Przełęczy Tylickiej na zachodzie. Jest to największy mezoregion polskich Karpat, który jednocześnie stanowi maksymalne poprzeczne obniżenie w ich obrębie. Beskid Niski zaliczany jest do gór średnich i niskich. Jego najwyższym szczytem po stronie polskiej jest Lackowa (1001 m n.p.m.), zaś po stronie słowackiej Busov (1010 m n.p.m.). Pozostałe główne szczyty osiągają wysokość od 500 do 850 m n.p.m. (Balon i in. 1995).

MPN jest w całości położony w źródłowej części zlewni Wisłoki (prawobrzeżny dopływ Wisły) i jej lewobrzeżnego dopływu – Ropy. Południową granicę Parku stanowi europejski dział wodny, biegnący pasmem granicznym między Polską a Słowacją. Ten czternastokilometrowy odcinek jest – obok pasma Magury Wątkowskiej – jedynym fragmentem granicy Parku, który pokrywa się z działem wodnym. Przebieg pozostałej części granicy oparty jest na układzie działek własnościowych, przecinając zlewnie częściowe Wisłoki, nie nawiązując do podziału hydrograficznego (Soja 2009).

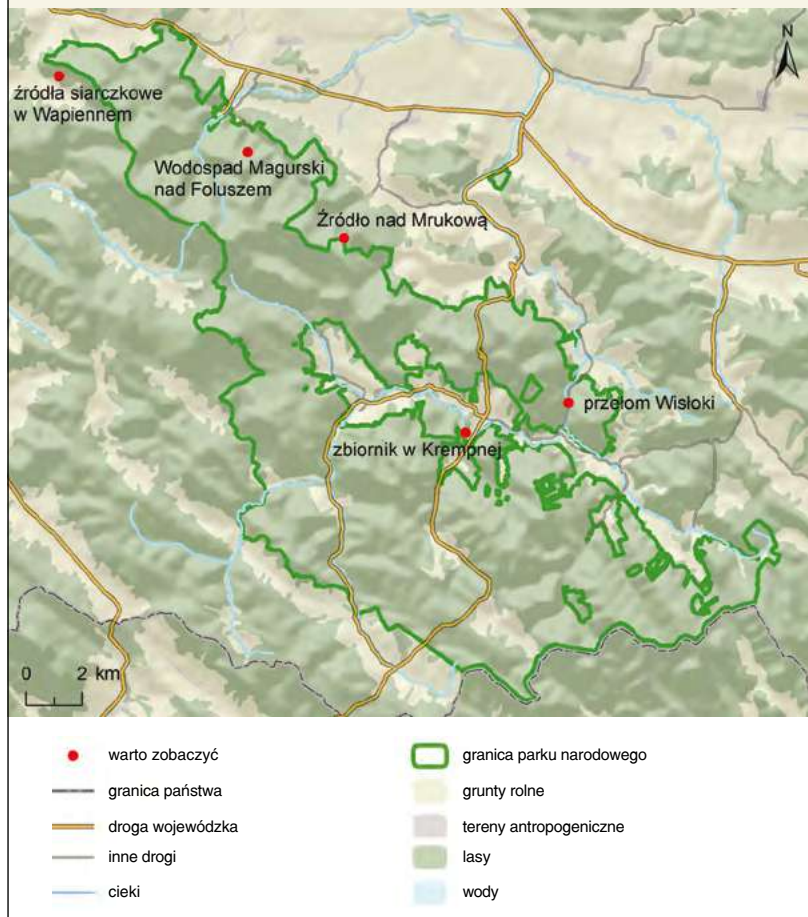
Najwyższym wzniesieniem w obrębie Parku jest Wątkowa 845,9 m n.p.m. Większość powierzchni MPN (87%) stanowi obszar objęty ochroną czynną. Ochroną ścisłą objęte są trzy obszary: Kamień, Magura Wątkowska i Zimna Woda, zajmujące 12,4% powierzchni Parku. Pozostałe, niewielkie fragmenty Parku objęte są ochroną krajobrazową (Czaderna 2009).



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 stycznia 1995 r.
Powierzchnia: 194,39 km²
Gęstość sieci rzecznej: 3,5 km · km⁻²
Gęstość źródeł: brak danych
Liczba oczyszczalni ścieków: 2

Magurski Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



Otulina MPN ma powierzchnię 229,7 km². Skomplikowany przebieg granic MPN sprawia, iż wydziela się tutaj otulinę zewnętrzną i tzw. otulinę wewnętrzną, obejmującą fragment doliny Wisłoki, w którym zlokalizowane są wsie: Świątkowa Wielka, Świątkowa Mała, Kotań i Krempana.

MPN odznacza się dominacją zbiorowisk leśnych, które łącznie z nielicznymi zbiorowiskami zaroślowymi stanowią 95% powierzchni Parku. Najczęściej spotykane są lasy liściaste klasy *Querco-Fagetea* (75% powierzchni MPN), w obrębie których największe zespoły fitosocjologiczne stanowią: żyzna buczyna karpacka (59%), grąd subkontynentalny (2%), kwaśna buczyna górską (1,6%) oraz wielogatunkowy łęg nadrzeczny (1,2%). Ponadto w MPN występuje wartościowe i rzadkie w Karpatach zbiorowisko jałowczyny (0,5%). Obok lasów liściastych, dużą powierzchnię (19%) zajmu-

je również grupa sztucznych lasów szpilkowych i mieszanych, pochodzących głównie z nasadzeń na gruntach porolnych (Michalik 2003).

Przez Park i jego otulinę przebiega droga wojewódzka nr 992, biegnąca z Jasła do granicy polsko-słowackiej w Ożennej na Przełęczy Beskid. W 2010 r. po stronie słowackiej została wyremontowana i oddana do użytku droga od granicy państwowej do Niżnej Polianki.

Budowa geologiczna i rzeźba

Magurski Park Narodowy znajduje się w Karpatach fliszowych i jest zbudowany ze skał należących do czterech jednostek tektonicznych: magurskiej, dukielskiej, śląskiej oraz grybowskiej odstawiającej się w obrębie niewielkiego okna tektonicznego Świątkowej (Ślącza 1968a, b). Większość obszaru Parku znajduje się w obszarze mającym w podłożu utwory jednostki magurskiej. Profil litofacjalny tej jednostki rozpoczyna się od słabo odpornych na wietrzenie i erozję górnokredowo-paleoceńskich warstw inoceramowych (ropianieckich), powyżej których występuje kompleks łupków pstrych o miąższości nieco powyżej stu metrów. Na południowym wschodzie obszaru ogniwo łupków pstrych jest zastąpione przez warstwy hieroglifowe, tworzące kompleks cienkoławicowych łupków i piaskowców. Do najbardziej odpornych na wietrzenie należą warstwy magurskie, o miąższości rzędu kilkuset metrów, zbudowane z piaskowców gruboławicowych. Na terenie



WARTO ZOBACZYĆ

● **Źródło nad Mrukową** – źródło zlokalizowane w obrębie obszaru źródłiskowego potoku Szczawa, będącego lewobrzeżnym dopływem Wisłoki. Położone jest przy żółtym szlaku biegnącym z Mrukowej do Krempnej. Wody wypływające ze źródła mają prosty, dwujonowy typ hydrochemiczny ($\text{HCO}_3\text{-Ca}$). Ich lekko kwaśny odczyn (pH 6,62), zbliżony do odczynu wód opadowych na tym obszarze może świadczyć o krótkim obiegu wody w górotworze (Migaszewski i in. 2002). Nieco powyżej źródła zbudowana jest kaplica Pod Trzema Kopcami, w której ścianę wmurowany jest tzw. Burski Kamień, posiadający według legendy cudowne właściwości. Prawdopodobnie ze względu na jego bliskie sąsiedztwo, źródło nazywane jest „cudownym”.

◀ Wisłoka w Myscovej
(fot. S. Basista)

MPN budują one szereg form skałkowych, a także odstawiają się w odcinkach przełomowych dolin rzecznych. Najmłodszym ogniwem serii magurskiej są warstwy nadmagurskie, z dominującymi w nich łupkami (Ślącza 2009). Większość grzbietów zbudowana jest z twardszych od otoczenia kompleksów twardzielcowych, które nawiązują do przebiegu warstw skalnych, tworząc układ rusztowy (Izmaiłow i in. 2009).

Na terenie MPN wyróżniane są trzy typy dolin: V-kształtne doliny wciosowe, doliny skrzynkowe i doliny płaskodenne z terasami. W obrębie całego Parku najczęściej występują doliny V-kształtne, spośród których liczne są suche i okresowo odwadniane debrze. Występują one w górnych odcinkach zalesionych dolin, charakteryzują się stromymi zboczami o nachyleniu do 45° i niewyrównanym profilem dna (Izmaiłow i in. 2002). Głównymi czynnikami decydującymi o kierunkach rozwoju rzeźby Parku są: budowa geologiczna podłoża i utworów pokrywowych, tektonika, warunki klimatyczne a także sposób użytkowania ziemi. Dominującym procesem morfogenetycznym jest współcześnie osuwanie i spętywanie pokryw zwietrzelinowych, a także erozja wgłębna i boczna den dolin, które są najintensywniej modelowane w trakcie dużych wezbrań (Izmaiłow i in. 2009).

Wody podziemne

Na obszarze Magurskiego Parku Narodowego piętro wodonośne o charakterze użytkowym stanowią eoceńskie gruboławicowe piaskowce jednostki magurskiej. Potencjalna wydajność studni w tych utworach wynosi od 2 do 5 m³·h⁻¹, zaś a potencjalne zasoby dyspozycyjne wynoszą poniżej 100 m³·d⁻¹·km⁻² (Chowaniec, red. 1997). Wody podziemne występują na ogół na głębokości nie przekraczającej 5 m. Głębokość zalegania zwierciadła wód podziemnych wyraźnie nawiązuje do rzeźby terenu, jednakże cechą charakterystyczną utworów fliszowych jest zróżnicowanie głębokości zwierciadła wód gruntowych uwzględniające lokalne warunki hydrogeologiczne. Naprzemianległe występowanie piaskowców i nieprzepuszczalnych łupków sprzyja wypływowi wód podziemnych na powierzchnię w postaci licznych, jakkolwiek zwykle niewielkich źródeł (wydajność poniżej 0,1 dm³·s⁻¹) o charakterze szczelinowo-warstwowym lub szczelinowym (Siwek, Żelazny 2006).

W ciągu roku poziom zwierciadła wód podziemnych podlega zmianom, które w dnach dolin nie przekraczają 0,5–3 m, zaś na wierzchołkach dochodzą do 6–10 m. Podobnie jak w całych Beskidach w cyklu rocznym zaznaczają się dwa okresy wzrostu stanu wód podziemnych. Pierwszy z nich – wiosenny, związany jest z zasilaniem zbiornika wodami roztopowymi, a drugi – letni – z zasilaniem deszczowym (Dynowska 1995). Od kwietnia

▼ Progi skalne w korycie Wisłoki (fot. S. Basista)



do października następuje stopniowe obniżanie się zwierciadła wód podziemnych i minimalny stan wód podziemnych rejestrowany jest zwykle jesienią (IX–X; Kleczkowski 1991; Siwek, Żelazny 2006).

Z dotychczasowych badań hydrochemicznych wiadomo, iż większość źródeł charakteryzuje się wodami o obojętnym lub lekko zasadowym odczynie (pH 7,10–8,35) oraz mineralizacją wynoszącą od 70 do 780 mg·dm⁻³ (Lasek 2008, Migaszewski i in. 2002). W większości wypyływów panują warunki utleniające, a wody niektórych źródeł cechują się ujemnym potencjałem redoks, co jest związane z obecnością siarkowodoru. Występowanie źródeł siarczkowych stwierdzono w Foluszu oraz w obrębie okna tektonicznego w Świątkowej Wielkiej (Witczak 1994, Migaszewski i in. 2002).



▲ Wodospad Magurski
(fot. A. Czaderna)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wodospad Magurski nad Foluszem** – wodospad zlokalizowany na strumieniu bez nazwy, będącym lewobrzeżnym dopływem potoku Potasówka, na północnym zboczu góry Kosińska koło Folusza. Tworzy go próg skalny założony na wychodniach grubotawicowych odpornych zlepieńców jednostki magurskiej (Izmańłow i in. 2009). Woda spada tu z wysokości ok. 7 m do głębokiego parowu. W okolicy znajdują się formy skałkowe oraz nieduża jaskinia (Wnuk, Kłós 1999).



◀ Obfitość wód w czasie roztopów (fot. A. Czaderna)

W odniesieniu do składu chemicznego wód wyływów, dominują proste wody dwujonowe $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, choć trafiają się wyływy o bardziej złożonych typach: $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$. Zawartość wolnego $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ sięga niekiedy $80 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ i stwarza dogodne warunki do wytrącania się martwicy wapiennej (np. przy wysiękach w Hucie Krempskiej) i związków żelaza.

MPN położony jest na obszarze Głównego Zbiornika Wód Podziemnych zbiornik warstw Magura (Nowy Sącz; nr 438) o charakterze szczelinowo-porowym, gdzie średni moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi $0,25 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Jest to obszar jednolitej części wód podziemnych nr 156 cechującej się wodoprzepuszczalnością od $1 \cdot 10^{-6}$ do $3 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz niekorzystnym stopniem izolacji (Małecka i in. 2007).

Wody powierzchniowe

Układ głównych dolin rzecznych w Magurskim Parku Narodowym ma przebieg NW-SE i nawiązuje do przebiegu fałdów i tusek. Doliny te są połączone ze sobą prostopadłe leżącymi odcinkami przełomowymi tworząc kratowy układ sieci rzecznej (Izmańców i in. 2009). Wisłoka swój bieg zaczyna w zachodniej części otuliny MPN, pod szczytem Dębi Wierch (664 m n.p.m.), na wschód od dawnej wsi Radocyna. Płyne w kierunku północnym, następnie w Nieznajowej – po przyjęciu lewobrzeżnego dopływu Zawoja –

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródła siarczkowe w Wapiennem** – Wapienne jest miejscowością graniczącą z północno-zachodnią częścią MPN. Leży u podnóża góry Mały Ferdel, w zlewni potoku Rozdzielanka. Ta niepozorna miejscowość znana jest z występowania jedynych w polskich Karpatach swoistych wód mineralnych siarczkowych i od XIX w. funkcjonuje jako uzdrowisko. Wydobywane z dwóch źródeł i dwóch odwiertów wody są niskozmineralizowane ($0,2\text{--}0,53 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) o typie hydrochemicznym $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-(Na)}$ i zawartości siarkowodoru nie przekraczającej $10,5 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$.



◀ Potok Zawoja
(fot. J. Siwek)

▼ Potok Świerzówka
w Świątkowej Wielkiej
(fot. J. Lasek)



◀ Wisłoka w Rozstajnem
(fot. J. Siwek)

▼ Potok Kłopotnica
(fot. A. Czaderna)



zmienia bieg na równoleżnikowy i wpływa na teren Parku, gdzie uchodzi do niej prawobrzeżny dopływ Ryjak. W dalszym biegu Wisłoka płynie przezomową doliną na północ, gdzie wpływa na obszar tzw. otuliny wewnętrznej, w obrębie której kieruje się na wschód i przyjmuje trzy lewobrzeżne dopływy: Świerżówkę, Rzeszówkę i potok z Kotani oraz trzy prawobrzeżne: Kiczere, Krempną i potok z Huty Krempskiej. Wszystkie te dopływy mają swoje obszary źródłowe na terenie MPN. W Polanach do Wisłoki wpływa – największy w tym obszarze – dopływ Wilsznia o długości 11,3 km i powierzchni zlewni 71,5 km². Następnie rzeka zmienia kierunek na północny i ponownie – przez około 2 km – płynie przez teren MPN odcinkiem przełomowym, między masywem Kamienia (714 m n.p.m.) a Suchanią (580 m n.p.m.; Soja 2009).

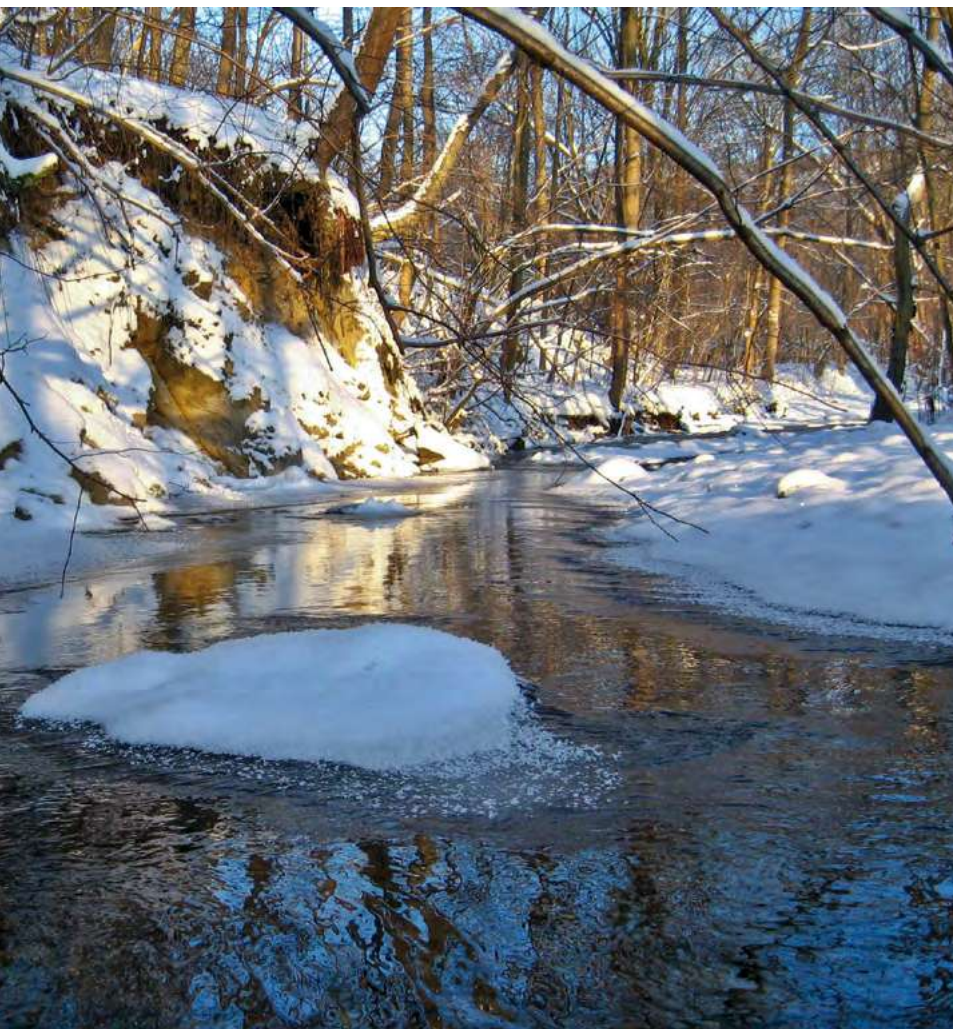
Na terenie MPN nie ma żadnego posterunku wodowskazowego IMGW, a informacje dotyczące przepływów Wisłoki czerpane są z posterunku Krempna-Kotani zlokalizowanego w obrębie otuliny wewnętrznej. Zlewnia Wisłoki ma w tym przekroju powierzchnię 163,8 km². Średni przepływ Wisłoki w latach 1978–1990 wynosił 3,04 m³ · s⁻¹, co odpowiada odpływowi jednostkowemu 18,4 dm³ · s⁻¹ · km⁻². Najwyższy odnotowany w tym okresie przepływ wynosił 221 m³ · s⁻¹ (1340 dm³ · s⁻¹ · km⁻²; Atlas posterunków..., 1995–1996).

Wisłoka charakteryzuje się niewyrównanym reżimem odpływu w ciągu roku, z wyraźnym wezbraniem wiosennym i drugorzędnymi wezbraniem: letnim i wczesnozimowym. Podobny reżim charakterystyczny jest dla większości rzek Beskidu Niskiego i związany jest z deszczowo-gruntowo-śnieżnym zasilaniem rzek. Również przebieg codziennych przepływów jest niewyrównany, co jest spowodowane słabą retencją zlewni i nachyleniem stoków sprzyjającym szybkiemu odpływowi wód ze zlewni (Dynowska 1971).

Pod koniec lat 60. XX w. powstała koncepcja budowy wielozadaniowego zbiornika Krempna – zwanego obecnie Myscowa-Kąty. Projekt zbiornika powstał w latach 70. XX w., jednakże prace przygotowawcze przetrwano w połowie lat 80. Wznowiono je ponownie w 1995 r. i pod nadzorem Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Krakowie trwają one do dziś. Według założeń zbiornik o planowanej całkowitej pojemności 65,5 mln m³ i maksymalnej powierzchni zalewu 460 ha, ma zostać zlokalizowany na północno-zachodnich obrzeżach Parku i sięgać pierwszych zabudowań w Krempnej obejmując również fragment obszaru MPN. Główną funkcją zbiornika ma być ochrona przeciwpowodziowa oraz ochrona przed skutkami suszy w dorzeczu Wisłoki. Ponadto będzie pełnił funkcję energetyczną oraz stworzy warunki dla aktywizacji gospodarczej regionu zgodnej z jego walorami przyrodniczymi (Sroczyński, red. 2002; www.krakow.rzgw.gov.pl).



▲ Potok Świerżówka zimą
(fot. J. Lasek)



Wykorzystanie wód

Magurski Park Narodowy obejmuje głównie zlewnie leśne słabo zaludnione, w związku z czym wody powierzchniowe i podziemne wykorzystywane są w bardzo ograniczonym zakresie. W otulinie Parku wody podziemne pobierane są dla celów pitnych z indywidualnych przydomowych studni kopanych, a także z ujętych źródeł. Wiele z eksploatowanych studni zostało wybudowanych jeszcze w latach przedwojennych (Sroczyński, Józeko 2002). Duże miejscowości zlokalizowane w otulinie, zaopatrywane są w wodę z wodociągów gminnych, które czerpią w wodę z potoków biorących swe źródła na terenie Parku. Dwa spośród czterech ujęć w gminie

WARTO ZOBACZYĆ

- **Przełom Wisłoki** – odcinek obejmuje fragment doliny Wisłoki pomiędzy Kamieniem i Suchanią we wschodniej części Parku. Odcinek przełomowy założony jest na wychodniach piaskowców warstw magurskich. Przełom ma charakter strukturalny. Przy niskich stanach wód w dnie koryta widoczne są progi o przebiegu prostopadłym do osi doliny, nawiązującym do biegu warstw fliszu. Poniżej przełomu w korycie występują także rozległe łachy żwirowe (Izmailów i in. 2009).

WARTO ZOBACZYĆ

- **Zbiornik w Krepnej** – położony w wewnętrznej otulinie Parku. Jego powierzchnia wynosi ok. 3 ha, a pojemność 112 tys. m³. W czasie powodzi w 2002 r. zbiornik uległ znacznemu замуłeniu i przez kilka lat nie spełniał dobrze swojej roli. W 2007 r. został częściowo pogłębiony, jego brzegi zostały umocnione oraz odnowione zostały niektóre elementy konstrukcji zapory. W sezonie zalew pełni funkcję rekreacyjną (wędkarstwo, sporty wodne; Michalec, Pęczek 2008).

Krempna znajdują się na terenie MPN: ujęcie wód dla Krempnej na potoku Czarna (pod Przełęczą Hałbowską) oraz dla Świątkowej Wielkiej – na stokach góry Kolanin.

System oczyszczania ścieków opiera się przede wszystkim na zlokalizowanej w otulinie Parku mechaniczno-biologicznej oczyszczalni ścieków w Krempnej, której wydajność wynosi $178 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$. Oczyszczalnia została oddana do użytku w 2009 r. a jej budowa została zrealizowana w ramach programu „Poprawa czystości zlewni Wisłoki”. Obecnie do oczyszczalni podłączonych jest większość budynków w Krempnej i Kotani. Ponadto na terenie MPN znajdują się dwie niewielkie oczyszczalnie przydomowe.

Jakość wód

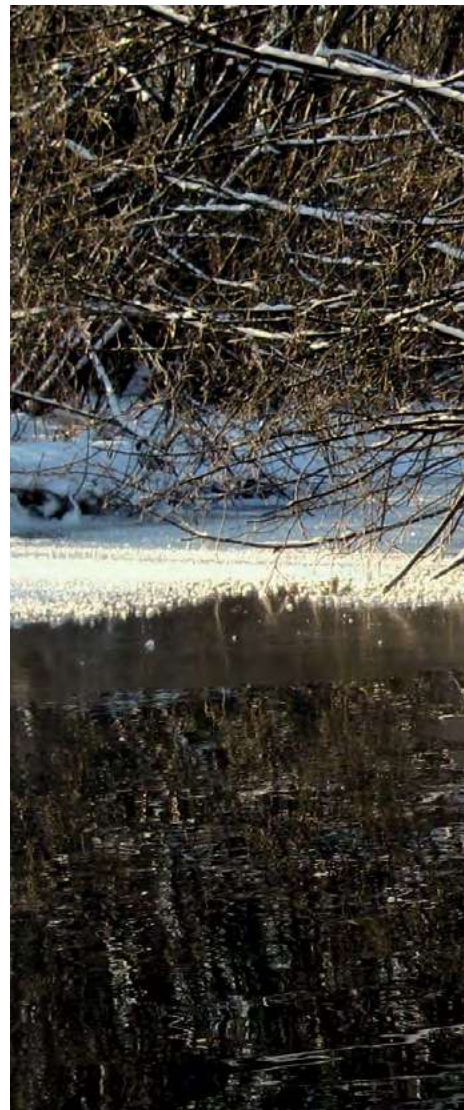
Stan ekologiczny wód górnej Wisłoki określono jako dobry. Stan chemiczny określono natomiast jako zły, ze względu na koncentrację zawiesiny ogólnej oraz ChZT-Cr (Ocena..., 2010d). Ocena przydatności wód powierzchniowych do bytowania ryb w warunkach naturalnych wykazała, że wody Wisłoki na obszarze otuliny nadają się dla ryb karpiowatych (Stan środowiska..., 2008), a wody potoków Ryjak i Wilsznia – dla łososiowatych i karpiowatych (Stan środowiska..., 2006).

We wcześniejszych latach głównym problemem jakości wód Wisłoki były wysokie wartości wskaźników mikrobiologicznych utrzymujące się głównie w okresie letnim. Obecnie wskaźniki bakterii z grupy coli i *Escherichia coli* wykazują, że stan sanitarny wód powierzchniowych na odcinkach poniżej wsi zlokalizowanych w otulinie Parku jest wciąż problemem, szczególnie w trakcie wezbrań (Lasek 2011). Podejmowane są jednak działania w celu uporządkowania gospodarki wodno-ściekowej. Od 1993 r. ośrodki wczasowe w Krempnej miały swoją własną oczyszczalnię ścieków, której zadania przejęła w 2009 r. oczyszczalnia mechaniczno-biologiczna.

Zagrożenia wód

Ze względu na specyficzny kształt granic Magurskiego Parku Narodowego głównym zagrożeniem dla jakości wód jest napływ zanieczyszczeń spoza Parku. Składają się na nie (Czaderna 2000):

- nieszczelne szamba i zrzut ścieków komunalnych bezpośrednio do potoków we wsiach bez sieci kanalizacyjnej (Świątkowa Wielka, Grab, Wyszowatka, Ożenna),
- nieszczelne gnojowniki zlokalizowane w bliskim sąsiedztwie potoków,
- hodowla zwierząt (górna część zlewni Ryjaka).

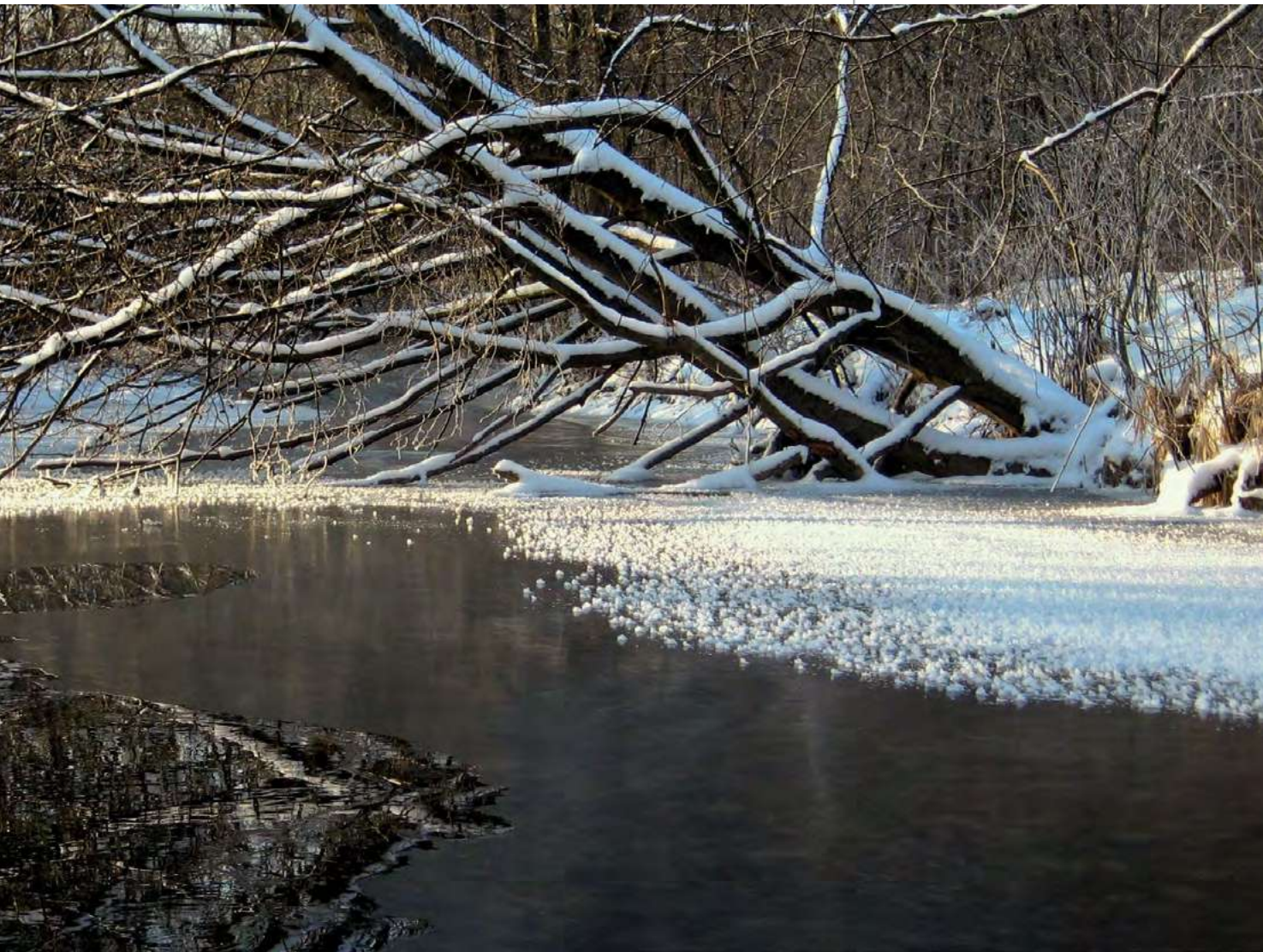


W mniejszym stopniu zagrożenie stanowią również:

- spływy nawozów z pól użytkowanych rolniczo,
- rybne stawy hodowlane.

Ponadto, podobnie jak w całym Karpatach, istotnym zagrożeniem dla stosunków wodnych jest proces pogłębiania się koryt (Soja 2009) a także wzrastający ruch samochodowy na drodze wojewódzkiej nr 992 biegnącej do Niższej Polianki (Słowacja). Ten nowy ciąg komunikacyjny spowoduje prawdopodobnie wzrost ruchu tranzytowego przez MPN stanowiąc zagrożenie dla wszystkich elementów środowiska – w tym stosunków wodnych.

▼ Potok Ryjak zimą
(fot. J. Lasek)





Wody w parkach narodowych Polski
NARWIAŃSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map
Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce
Roślinność w korycie Narwi
(fot. M. Grabowska)

Korekta
Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP
lookStudio
e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.
Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Narwiański Park Narodowy

Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk



www.npn.pl

Położenie

Narwiański Park Narodowy (NPN) jest położony w mezoregionie Dolina Górnej Narwi, należącym do makroregionu Nizina Północnopodlaska (Kondracki 2001). Jego granice znajdują się w odległości ok. 15 km na zachód od Białegostoku. Park obejmuje swoim zasięgiem bagienną Dolinę Górnej Narwi na odcinku Suraż – Rzędziany. Ponad 6,68 km² powierzchni NPN zajmują wody (9,1%). Ochroną ścisłą objęto 45,59 ha naturalnego lasu na terenie silnie uwilgotnionym w pobliżu Kurowa, ochronie czynnej podlega zaś 1349,65 ha. Na tych obszarach najważniejszym działaniem ochronnym jest przeciwdziałanie zarastaniu ekosystemów lądowych oraz przywrócenie szuwarów turzycowych i turzycowo-trawistych w miejsce zbiorowisk z przewagą trzciny (trzciniowisk). Ważnym zadaniem jest ponadto odtworzenie pierwotnych warunków hydrograficznych, a w szczególności podniesienie poziomu zwierciadła wód podziemnych i powierzchniowych.

Na terenie NPN największą powierzchnię zajmują szuwary turzycowiskowe, szuwary trzciniowe oraz roślinność wodna. Ponadto występują tu zbiorowiska łąkowe i ziołoroślone oraz zespoły zarośli wierzbowych i zespoły leśne. Na niewielkich wyniesieniach mineralnych, zwanych grądzikami, spotyka się roślinność kserotermiczną. W wielu miejscach zachowała się poprzeczna strefowość zbiorowisk, począwszy od zbiorowisk wodnych poprzez imersyjne, z głębokim, corocznym zalewem oraz emersyjne, z roślinnością turzycowo-mszystą, aż do strefy olszyn bagiennych, usytuowanych na obrzeżach doliny. Wiele istniejących tu zespołów roślinnych należy do rzadko spotykanych w kraju. We florze NPN stwierdzono 14 gatunków



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 lipca 1996 r.
Powierzchnia: 68,10 km²
Gęstość sieci rzecznej: 3,23 km · km⁻²
Gęstość źródeł: brak danych
Liczba oczyszczalni ścieków: 0

Narwiański Park Narodowy

miejsca, które warto zobaczyć



WARTO ZOBACZYĆ

- **Bagna** – dobrze widoczne z kładki, która prowadzi przez najważniejsze zbiorowiska roślinne NPN oraz pozwala obserwować organizmy związane z poszczególnymi siedliskami stref ekologicznych, typowych dla doliny Narwi (rzeka, trzcinowisko, turzycowisko, zarośla wierzbowe, łąka). Długość ścieżki wynosi ok. 1 km, z czego 600 m prowadzi kładką z dwoma tarasami widokowymi.

roślin objętych ochroną całkowitą, 11 gatunków roślin objętych ochroną częściową oraz 3 gatunki ujęte w Polskiej Czerwonej Księdze Roślin (Dziejma, Wołkowycki 2004). Ogromnym walorem NPN jest również bogata awifauna (Halicki 2000).

Wokół NPN rozciąga się strefa ochronna o powierzchni ok. 154,08 km², obejmująca głównie obszar wierzchowy, zajęty przez uprawy rolne, osadnictwo, sieć dróg i użytki techniczne. Na obszarze Parku i jego otuliny przebiegają drogi krajowe, wojewódzkie i powiatowe, z których najważniejszymi są: droga krajowa nr 8 Białystok – Warszawa o dużym natężeniu ruchu samochodowego, droga nr 678 Białystok – Wysokie Mazowieckie, przebiegająca w pobliżu północnej granicy NPN i droga Totcze – Roszki biegnąca przez Łapy. Drogi poprowadzono przez dolinę Narwi po nasypach z mostami o niewielkiej wysokości nad głównym korytem rzeki. W ramach istniejącego układu dróg uformowała się obwodnica wokół NPN, będąca jednocześnie granicą otuliny. Z obwodnicy tej prowadzą drogi dojazdowe w kierunku doliny Narwi. Sieć osadnicza w granicach NPN nie występuje. Na obszarze otuliny osadnictwo koncentruje się głównie na terenie wysoczyzny oraz w rejonie jej krawędzi i ma charakter typowo wiejski. W granicach otuliny znajdują się niewielkie fragmenty miast: Łapy, Suraż i Choroszcz oraz części gmin: Tykocin, Choroszcz, Turośń, Kobylin i Sokół (Konopkova i in. 2004).

▼ Narew w okolicach Waniewa (fot. M. Grabowska)



Budowa geologiczna i rzeźba

Dolina Narwi pomiędzy Surazem i Rzędzianami wykształciła się w kompleksie osadów lodowcowych, zajmując centralną część obniżenia w powierzchni wysoczyzn morenowych. Miąższość tych osadów waha się od 117 do 200 m (Banaszuk, Banaszuk 2004a). Dolina jest stosunkowo głęboko wcięta w wysoczyzny i zabagniona. Powierzchnia jej dna leży 5–25 m niżej od terenów bezpośrednio przylegających, a jej spadek wynosi 0,19%. Wypełniają ją torfy, osiągające średnio 1 m miąższości, zalegające na płytkich mułach lub iłach oraz bezpośrednio na piaskach podłoża. Dolina składa się z odcinków rozszerzonych (basenowych) i zwężonych, przypominających przełomy rzeczne. Osady starsze od trzeciorzędowych nawiercono na południe od Narwiańskiego Parku Narodowego. Głębokość ich zalegania często przekracza 1000 m p.p.t. W okolicy Suraza i Łupianki Starej na powierzchni terenu występują skały kredowe w postaci kier w utworach czwartorzędowych. Utwory trzeciorzędowe reprezentowane są głównie przez drobnopiezaryne piaski, mułki i ropy, pochodzące z eocenu, oligocenu i miocenu (Banaszuk, Banaszuk 2004a).

Rzeźba Parku ukształtowała się głównie podczas zlodowaceń odry i warty. Lodowiec ulegał ablacji aerolnej, nadbudowując wysoczyznę moreną i pozostawiając w obniżeniach podłoża bryły martwego lodu. Wytopienie się największych brył dało początek dzisiejszej dolinie Narwi (Musiał 1992). Ten staroglacjalny charakter rzeźby Niziny Północnopodlaskiej kształtował



◀ Torfowisko w dolinie Narwi
(fot. A. Więcko)

się nie tylko podczas zlodowaceń odry i warty, ale również w czasie zlodowacenia wisły (Banaszuk 1996).

Podstawowy rys morfologiczny NPN tworzy morena denna falista, zbudowana z glin zwałowych i piasków. Występują w niej wypukłe i wklęsłe formy terenu. Do wypukłych należy zaliczyć głównie kemy, przybierające kształt pagórków, wzgórz lub wałów. Największe wysokości bezwzględne osiągają 156,6 m n.p.m. (Będziuzne Góry koło Łupianki Starej w otulinie Parku) oraz 149,2 m n.p.m. (wyniesienie w okolicach wsi Konowały). Do innych form wypukłych należą na tym terenie wydmy. Formami wklęsłymi są doliny i obniżenia wytopiskowe, funkcjonujące jako mokradła i wykorzystywane obecnie przez Narew i jej dopływy. O wytopiskowej genezie doliny Narwi świadczy obecność na jej zboczach form pochodzenia glacialnego: kemów, nisz i dolinek wytopiskowych. Zabagnienie doliny nastąpiło po zmianie koryta rzeki z meandrującego na wielokorytowe. Miało to miejsce na przelomie okresu atlantyckiego oraz subborealnego (Banaszuk 2004a). Dolina Narwi między Surazem a Rzędzianami tworzy obniżenie terenu o zmiennej szerokości. W największych miejscach ma ona szerokość od 0,5 km w Suraziu, do 1,5 km między Uhowem a Łapami. Najrozleglejszy basen rozciąga się między Waniewem i Śliwnem. Jego powierzchnia wynosi ok. 45 km².

W bagiennych dolinach Narwi dominują mokradła fluwiogeniczne. Należą do nich torfowiska zalewane i zatopione oraz mułowiska, które łącznie stanowią 87,3% wszystkich siedlisk mokradłowych i zajmują 83,2% powierzchni NPN (Banaszuk P 2004b).

Wody podziemne

Według podziału Polski na jednostki hydrogeologiczne, Narwiański Park Narodowy leży w Regionie Narwi, Pregoły i Niemna w obrębie jednolitej części wód podziemnych nr 55 (Nowakowski, Nowicki 2007). Występują tutaj najczęściej wody typu HCO₃-Ca, sporadycznie HCO₃-Ca-Mg. Mineralizacja jest stosunkowo niska, wynosi od 350 do 450 mg · dm⁻³; wody są słabo zasadowe. Głównym zbiornikiem wód podziemnych na obszarze Parku są wodonośne osady czwartorzędowe, wśród których dominują piaski średnio- i drobnoziarniste z przewarstwieniami żwirów. Czwartorzędowe piętro wodonośne wykształcone jest najczęściej jako poziomy gruntowych o zwierciadle swobodnym oraz dwa lub trzy poziomy międzymorenowe o zwierciadle napiętym. Użytkowy poziomy wodonośny eksploatowany na terenie otuliny Parku (zwykle międzymorenowy) nawiercany jest na głębokości od 30 do 60 m p.p.t., a przeciętna wydajność studni wierconych wynosi ok. 60 m³ · h⁻¹. Zwierciadło tego poziomu stabilizuje się na wysokości 108–

WARTO ZOBACZYĆ

● **Kładka „Waniewo – Śliwno”** – położona na ścieżce biegnącej w poprzek doliny na wysokości wsi Waniewo i Śliwno. Największą atrakcją jest tu przeprawa przez liczne w tym miejscu koryta rzeczne przy pomocy pływających pomostów umocowanych na linach. Z kładki można obserwować rzekę anastomozującą – system pięciu czynnych koryt Narwi i kilku zarastających. Mniej więcej pośrodku trasy, w miejscu dawnego zamczyska, znajduje się wieża widokowa. W wodach Narwi licznie występują rośliny całkowicie zanurzone: rogatek sztywny (*Ceratophyllum demersum* L.), wywłócznik kłosowy (*Myriophyllum spicatum*), moczarka kanadyjska (*Elodea canadensis* Michx.) oraz rośliny o pływających liściach: grążel żółty (*Nuphar lutea*), grzybień biały (*Nymphaea alba* L.), żabiściek pływający (*Hydrocharis morsus-ranae* L.).



▲ Fragment podestu Waniewo – Śliwno (fot. M. Grabowska)

122 m n.p.m., a kształt jego powierzchni piezometrycznej wskazuje na silny, drenujący charakter doliny Narwi.

Zwierciadło wód gruntowych na obszarze NPN jest współkształtne z rzeźbą terenu. Najwyżej (135 m n.p.m.) występuje w północno-zachodniej części otuliny NPN w rejonie wsi Pajewo i Radule. Najmniejsze wysokości zwierciadła wód gruntowych występują w dolinie Narwi: od ok. 118 m n.p.m. w okolicach Suraża, do ok. 108 m n.p.m. w okolicach Żółtek. Wskazuje to na drenaż tego poziomu przez rzekę (Kondratiuk 2004b). Głębokość występowania zwierciadła wód gruntowych w NPN jest zróżnicowana. Na terenach najbardziej wyniesionych miąższość strefy aeracji przekracza 10 m, zaś w dolinach rzecznych spada poniżej 1 m. Na większości obszaru Parku głębokość zwierciadła wód gruntowych jest mniejsza niż 1 m. Wody wgłębne (międzymorenowe) na terenie otuliny NPN są najczęściej wodami średniotwardymi, wodorowęglanowo-wapniowymi.

Wody powierzchniowe

Narwiański Park Narodowy zajmuje ok. 5% zlewni Narwi, która na odcinku od Suraża do Rzędzian stanowi do dziś przykład rzeki zachowanej w naturalnym, niezmienionym stanie, płynącej kilkoma korytami. To zaś było główną przyczyną objęcia tego fragmentu doliny Narwi najwyższą formą ochrony poprzez utworzenie parku narodowego (Gradziński i in. 2000). W skomplikowanym systemie wód powierzchniowych można wyróżnić koryto główne, z silnie rozwiniętym systemem koryt bocznych, a także liczne starorzecza, obszary podmokłe w postaci bagien i mokradeł stałych lub okresowych, rozlewiska rzeczne, młaki oraz wysięki (Mioduszewski i in. 2004a). Najlepiej wykształcone są koryta w pobliżu Śliwna i Waniewa. Szerokość pierw-



▼ Rozlewiska Narwi poniżej Uhowa (fot. M. Arciszewski)





◀ Jedno z koryt Narwi pomiędzy Śliwnem i Waniewem (fot. M. Grabowska)

szego osiąga 30 m, ale notowane prędkości wody są niewielkie, zaledwie $0,04 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Największa objętość wody przepływa przez koryto w okolicach Waniewa. Jego szerokość przekracza 20 m, a notowane prędkości wody w nurcie przekraczają $0,40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Na terenie NPN do Narwi uchodzą strugi: Liza, Szeroka Struga, Awissa i Kurówka (dopływy lewe) oraz Kowalówka, Turośnianka i Czaplinańka (dopływy prawe).

W dolinie Narwi występuje charakterystyczna strefowość ekologiczna, polegająca na zmienności zbiorowisk roślinnych, uwarunkowanej intensywności zasilania wodami rzecznyymi. Ta specyfika strefowości polega na przestrzennym przenikaniu się ekosystemów lądowych z wodnymi. Stwarza to dogodne warunki do występowania licznych zespołów roślinnych, a tym samym do zróżnicowania siedlisk. Wzdłuż brzegów Narwi i jej dopływów, na płycznach i rozlewiskach występuje trzcinowisko, będące ubogim florystycznie zespołem roślinności. Gatunkiem charakterystycznym zespołu jest trzcina pospolita (*Phragmites australis*). Ponadto występują tu także: pałka szerokolistna (*Typha latifolia* L.), pałka wąskolistna (*Typha angustifolia* L.), tatarak zwyczajny (*Acorus calamus* L.), jeżogłówka gałęzista (*Sparganium erectum*), szczaw lancetowaty (*Rumex hydrolapathum* Huds.), rzepicha ziemnowodna (*Rorippa amphibia*). Kolejną strefą jest turzycowisko, w którym przeważa zespół turzycy sztywnej (*Carex elata* All.). Obecność zbiorowisk wielkoturzycowych gwarantuje występowanie związanych z tym środowiskiem ptaków, które w większości należą do gatunków zagrożonych wyginięciem. Zarośla wierzbowe występują na terenie NPN powszechnie, w postaci niewielkich płatów na brzegach koryt rzecznych i wśród szuwarów

WARTO ZOBACZYĆ

- **Stawy w Topilcu** – stawy hodowlane o powierzchni 32 ha usytuowane we wsi Topilec, zasilane przez Czaplinańkę – prawy dopływ Narwi. W stawach hoduje się: karpia, amura, szczupaka, suma, lina, leszcza, karasia i tołpygę. Hodowla ryb w gospodarstwie jest w pełni ekologiczna; ryby są karmione pokarmem naturalnym. Dzięki dobremu stanowi technicznemu stawów, czystości wody i składowi mineralnemu podłoża, ryby odznaczają się wyjątkowo dobrym smakiem.



◀ Narew w okolicach Suraża
(fot. A. Więcko)

▼ Narew w okolicach Śliwna
(fot. M. Grabowska)



▲ Jedno z koryt Narwi
(fot. M. Grabowska)



◀ Narew w okolicy Rzędzian
(fot. A. Więcko)

oraz w formie zbiorowisk sąsiadujących z olsem. Wzdłuż koryta Narwi występują także wikliny nadrzeczne.

Wśród elementów wyróżniających system rzeczny Narwi na terenie NPN należy wymienić: kanałową budowę koryt oraz ich stabilność boczną. Cechy te oznaczają, że ciek ma znaczną głębokość już przy samym brzegu i stosunkowo płaskie dno. Brzegi są zabezpieczone przed erozją boczną przez zwarty system korzeniowy roślin. Charakterystyczna jest także znaczna głębokość koryt w stosunku do ich szerokości. Bywa, że odnoga rzeki mająca miejscami 2 m szerokości, może mieć nawet 2,5 m głębokości. Przyczynami dzielenia się koryt, czyli awulsji są: lokalne obniżanie się terenu w pobliżu istniejącego koryta, piętrenia wody powstające na skutek zatoru lodowego lub roślinnego (wzbierająca woda wylewa się poza koryto w miejscu, które jest najniższej położone i wypłykuje podłoże), ścieżki dzikich zwierząt biegnące do rzecznych wodopojów (wskutek regularnej wędrówki zwierząt podłoże jest obniżone i pozbawione roślinności) oraz sztuczne przegrody w korytach wykonywane kiedyś regularnie w celach rybackich. Nowe koryta powstają głównie podczas wezbrań wiosennych, kiedy istniejąca sieć rzeczna nie może pomieścić zwiększonej objętości wody (Gradziński 2004). Dolina jest wówczas najdłużej poddawana erozyjnemu działaniu oraz dodatkowo nie jest chroniona pasem roślinności brzegowej. Należy jednak zaznaczyć, że do tworzenia nowych koryt dochodzi stosunkowo rzadko, i zwykle proces ten wymaga regularnego, długotrwałego podwyższenia poziomu wód i częstych zalewów doliny; zwykle trwa kilka lat. Tworzące się nowe koryto stopniowo przejmuje część wody, powodując zanikanie innych koryt; system jest wówczas w stanie dynamicznej równowagi.

Średni roczny przepływ Narwi w przekroju Suraż wynosi $15,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (1951–2000). Większe przepływy występują w półroczu chłodnym ($22,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) niż w ciepłym ($11,0 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Dominują wiosenne wezbrania roztopowe lub roztopowo-opadowe (zwłaszcza w kwietniu). Rzadziej natomiast wezbrania występują w miesiącach jesienno-zimowych (od października do lutego). Największe wezbranie w wieloletnim zanotowano w półroczu chłodnym w 1979 r. – Narwią płynęło wówczas ok. $250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ wody (Mioduszewski i in. 2004b). Podczas wezbrań dolina jest z reguły zalewana, a przeciętny czas zalewu wynosi ok. 40 dni w roku. Poniżej Suraża, na odcinku bagiennym, wezbranie trwa dłużej niż w górnej części doliny (Banaszuk 2007). Najgłębsza niżówka w latach 1951–2000 wystąpiła w 1952 r., kiedy natężenie przepływu Narwi wynosiło zaledwie $1,52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Badania składu chemicznego wody wzdłuż biegu Narwi na odcinku zbiornik Siemianówka-Rzędziany nie wykazują przekształceń składu fizyczno-chemicznego wody, związanych z funkcjonowaniem tego zbiornika. Kształtowanie się cech wody wynika z naturalnych procesów fizycznych i chemicznych, zachodzących w specyficznym wielokorytowym układzie

WARTO ZOBACZYĆ

● **Źródło „Na Łasku”** – znajduje się na granicy otuliny NPN w Płonce Kościelnej na wysokości 122,5 m n.p.m.; zasila Awisę. Jego wydajność wynosi ok. $0,05 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, temperatura wody $14,9^\circ\text{C}$, odczyn pH 7,93, przewodnictwo elektryczne właściwe $417 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, stężenie tlenu nie przekracza $2 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. W wodzie stwierdzono znaczne stężenie niektórych związków organicznych: zawartość rozpuszczonych związków węgla organicznego sięga $6,9 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, azotu organicznego $4,3 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ a fosforu organicznego $0,9 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (sierpień 2010 r.). Woda ma charakter dwujonowy wodorowęglanowo-wapniowy. Źródło jest obudowane, od wieków odwiedzane przez pątników i uważane za cudowne.



▲ Źródło w Płonce Kościelnej (fot. E. Jekatierynczuk-Rudczyk)

hydrograficznym. Średnia temperatura wody w Narwi przekracza w sezonie wegetacyjnym 18,5°C, jej odczyn jest obojętny, a przeciętne przewodnictwo elektrolityczne zawiera się w granicach od 352 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ w Suraziu do 370 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ w Rzędzianach. Natlenienie wód przekracza 90%, a jedynie w Rzędzianach jest bliskie 70%. Wody Narwi na terenie NPN cechują się znaczną zawartością związków azotu organicznego (powyżej 2 $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$) oraz związków rozpuszczonego węgla organicznego (powyżej 18 $\text{mg}\cdot\text{dm}^{-3}$). Wśród różnych form fosforu całkowitego dominują formy organiczne. Średnie stężenie fosforu organicznego na obszarze NPN zawiera się w granicach od 198 do 213 $\mu\text{g}\cdot\text{dm}^{-3}$. Stosunkowo duża zawartość pierwiastków biogennych w wodach powierzchniowych wynika z torfowiskowo-leśnego charakteru dorzecza górnej Narwi, nie zaś z przekształceń antropogenicznych (Jekatierynczuk-Rudczyk, Górniak 2006).

Wykorzystanie wód

Wody Narwi są zagospodarowane turystycznie. Wytyczono trzy szlaki kajakowe: „Narwiański Labirynt”, „Kajakiem wokół Kurowa” i „Okolice Uhowa”. Szlak zwany „Narwiańskim Labiryntem” biegnie między Surazem i Rzędzianami. Jego trasa o długości 45 km prowadzi przez cały obszar NPN. Szlak wodny „Kajakiem wokół Kurowa” posiada kilka wariantów, natomiast długość szlaku w okolicach Uhowa wynosi 9 km.

Innym turystycznym sposobem wykorzystania wód Narwi jest przewóz osób puchówkami. Puchówka jest tradycyjną, płaskodenną łodzią rzeczną o długości ok. 4 m, która była używana przez mieszkańców doliny Narwi do prac gospodarczych, takich jak przewóz siana z łąk położonych pomiędzy korytami rzeki oraz do połowów ryb. Łódź zawdzięcza swoją nazwę technice pływania, która polega na odpychaniu się od dna długim wiosłem lub tyczką. Obecnie rejsy tymi łodziami są jedną z atrakcji turystycznych Parku.

Jakość wód

Skład chemiczny wód podziemnych w Narwiańskim Parku Narodowym uwarunkowany jest przede wszystkim procesami przyrodniczymi. Jednocześnie tylko 30% studni drenujących płytkie poziomy wodonośne występujące w otulinie NPN, ma wodę spełniającą normy ustalone dla wód pitnych. Najczęstszą przyczyną niezdatności do picia jest przekroczenie dopuszczalnych stężeń azotanów, azotynów i ortofosforanów. Woda ma tutaj zwykle typ dwujonowy wodorowęglanowo-wapniowy, lokalnie trzy- i czterojonowy.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Grobla w Kruszewie** – pozostałość starej carskiej drogi strategicznej budowanej na przełomie wieków XIX i XX. W tym miejscu brzegi rzeki spinał drewniany most z 1903 r., zniszczony w 1915 r., odbudowany w roku 1928 i ponownie spalony we wrześniu 1939 r. Betonowe przyczółki mostu są dobrymi punktami widokowymi na rozlewisko Narwi. W odległości ok. 400 m znajduje się otoczony bagnami ziemny szaniec zwany Koziółkiem – pozostałość reduty obronnej z bastionami i fosą zbudowanymi przez wojska litewskie w 1656 r. Jej zadaniem była blokada Narwi i zamku z Arsenałem Rzeczypospolitej w Tykocinie, który pozostał wówczas w rękach szwedzkich.



▲ Rejs po Narwi
(fot. A. Więcko)



▲ Jaz w Rzędzianach
(fot. M. Grabowska)

► Przeprawa promowa
przez koryto Narwi
pomiędzy Śliwnem i Waniewem
(fot. M. Grabowska)



Na antropogenizację środowiska wodnego wskazuje kilkuprocentowy udział w składzie jonowym wody chlorków, siarczanów, znaczący udział azotanów (5%) oraz wysoki (ponad 10%) udział jonów sodu i potasu (Kondratiuk 2004b).

Wody Narwi i jej dopływów cechują się umiarkowanym stanem ekologicznym. Pod względem cech fizyko-chemicznych zaliczane są do V klasy czystości wód (wody złej jakości). Decyduje o tym barwa oraz wskaźniki tlenowe $ChZT_{Mn}$ i $ChZT_{Cr}$ oraz ilość węgla organicznego. Ocena wody ze względu na przydatność do bytowania ryb wykazała, że nie spełnia ona tych kryteriów, ze względu na wysoką zawartość azotanów i fosforu ogólnego. Wyniki badań wykazały także podatność wód Narwi na eutrofizację z uwagi na podwyższoną zawartość chlorofilu „a” (Ocena..., 2010).

Zagrożenia wód

Niekorzystny wpływ na stosunki wodne otuliny Narwiańskiego Parku Narodowego wywiera uregulowane koryto Narwi. Dotyczy to dwu odcinków doliny: pomiędzy wsią Kolonia Radule i wsią Żółtki (strefa buforowa) i powyżej grobli Rzędziany-Pańki. Przyczyniają się one do obniżania zwierciadła wód powierzchniowych i gruntowych, występujących w części terasy aluwialnej przylegającej do grobli. Obecnie wykonuje się prace, zmierzające do renaturyzacji tej części doliny rzecznej.

Na terenie Parku obserwuje się niekorzystne przekształcenia gleb organicznych i roślinności bagiennej wskutek obniżenia zwierciadła wód podziemnych. Przeobrażenia roślinności i degradacja gleb torfowych świadczą o postępującym wysychaniu doliny na terenie NPN. Te zmiany wynikają najprawdopodobniej ze splotu kilku przyczyn: zmian klimatycznych w okresie wiosennym, polegających na zmniejszeniu grubości pokrywy śnieżnej i wcześniejszym jej zaniku, wzrostu ewapotranspiracji w wyniku sukcesji trzciny i roślinności krzewiastej, obniżenia poziomu wody w rzece ze względu na mniejszy rozwój roślinności wodnej w korycie, spowodowany zmianą barwy wody oraz naturalnych, cyklicznych zmian natężenia przepływu wody w rzece (Mioduszeowski i in. 2004b).

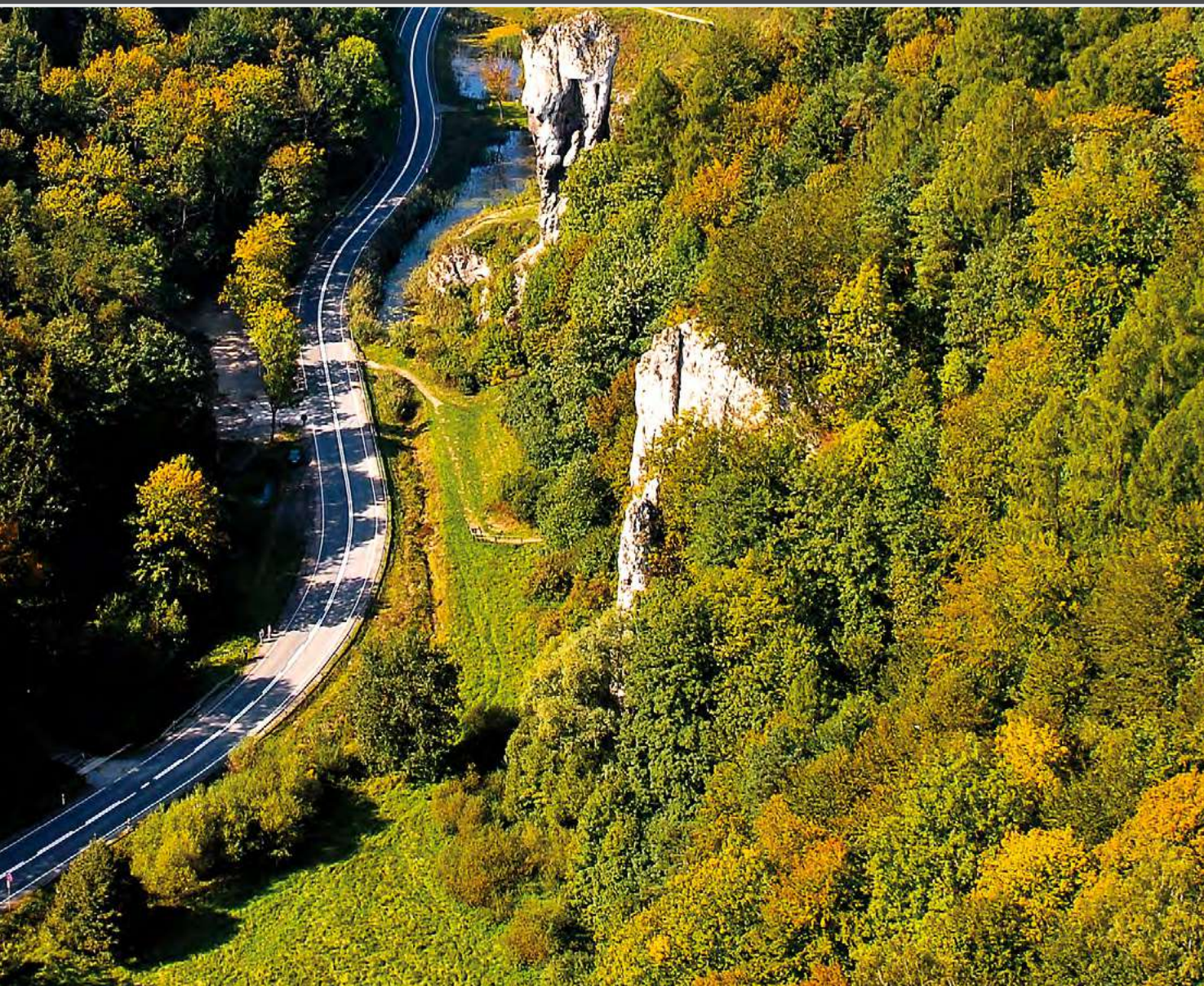
- ▶ Jedno z koryt Narwi pomiędzy Śliwnem i Waniewem (fot. M. Grabowska)







Wody w parkach narodowych Polski
OJCOWSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map
Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce
Dolina Prądnika
(fot. R. Cieślik)

Korekta
Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP
lookStudio
e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Ojcowski Park Narodowy

Józef Partyka

Położenie

Ojcowski Park Narodowy (OPN) jest położony w południowej części mezoregionu, zwanego Wyżyną Olkuską, należącego do makroregionu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Kondracki 1998). Obejmuje swymi granicami skaliste fragmenty dwóch niewielkich krasowych dolin – Prądnika i Sąspowskiej. Leży w odległości kilkunastu kilometrów na północ od Krakowa. Najwyższym wzniesieniem jest Złota Góra o wysokości 285 m n.p.m., natomiast najniższy położony punkt leży w pobliżu południowej granicy OPN we wsi Prądnik Korzkiewski (285 m n.p.m.). Ponad 15 km² powierzchni OPN zajmują zbiorowiska leśne (71%), z czego 2,5 km² jest objęte ochroną ścisłą (12%). Pozostała powierzchnia Parku jest objęta ochroną częściową (65%) i krajobrazową (23%). Na obszarze Parku występują bory mieszane z sosną i świerkiem oraz grądy i buczyny. W bocznych wąwozach zachowały się naturalne lasy bukowe z jodłą, wiązem i jaworem. Prawie 31% powierzchni Parku stanowi własność prywatną.

Wokół Parku rozciąga się strefa ochronna o powierzchni ok. 70 km² obejmująca głównie obszar wierzchowiny, zajętej przez uprawy rolne, osadnictwo, sieć dróg i użytki techniczne. W pobliżu wschodniej i zachodniej strony Parku biegną drogi – krajowa i wojewódzka, o dużym natężeniu ruchu samochodowego. Położenie OPN w pobliżu Krakowa (ok. 15 km) i atrakcyjny krajobraz okolic Ojcowa wzbudzają duże zainteresowanie potencjalnych inwestorów. W połączeniu z dużą presją osadnictwa wywołuje to tzw. „efekt wyspy”, otoczonej innym terenem, którego funkcjonowanie negatywnie wpływa na procesy przyrodnicze w obrębie OPN (Partyka 2005).



www.ojcowskiparknarodowy.pl



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 14 stycznia 1956 r.
Powierzchnia: 21,46 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,29 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 0,93 km⁻²
Liczba oczyszczalni ścieków: 14

Ojcowski Park Narodowy

miejsca, które warto zobaczyć



WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródło Harcerza** – położone w Dolinie Sąspowskiej w pobliżu wylotu Wąwozu Jamki wśród gęstych płatów ziołorośli. Wydajność źródła wynosi ok. $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Jego nazwa wiąże się z obozami harcerskimi organizowanymi tuż po II wojnie światowej w Dolinie Sąspowskiej. Młodzież mieszkająca w namiotach korzystała z wód Sąspówki i tego źródła. Jego wody są czyste i zimne, o czym świadczą żyjące tam wytwarki alpejskie *Crenobia alpina* należące do robaków płaskich – reliktu epoki lodowcowej, żywiące się larwami owadów wodnych. Do lat 70. XX w. wodę z tego źródła pobierali mieszkańcy sąsiedniej wsi Czajowice nosząc ją wiadrami przy użyciu tzw. koromyśla, tj. belki zakładanej na ramiona z niewielkim wyźłobieniem na kark. Podczas obfitych opadów atmosferycznych, tuż obok tego źródła pojawiają się dwa inne wypływy, co miało miejsce w maju i czerwcu 2010 r.

Budowa geologiczna i rzeźba

Podłoże geologiczne Ojcowskiego Parku Narodowego stanowią wapienie górnourajskie, wykształcone w postaci wapieni skalistych i wapieni płytowych, spoczywających na utworach paleozoicznych. Bezpośrednio na skrawiałej powierzchni wapieni zalegają osady kenozoiczne. Są to gliny barwy czerwono-brunatnej z fragmentami krzemieni jurajskich, na ogół przykryte utworami lessowymi o miąższości do kilku metrów. Dno doliny głównej i dolin bocznych wypełniają osady aluwialne.

Obszar Parku obejmuje fragment wierzchowiny jurajskiej, na ogół płaskiej lub lekko falistej, rozciętej dolinami o charakterze głębokich jarów krasowych i wąwozów ze stromymi ścianami osiągającymi 120 m wysokości oraz różnorodnymi formami skałkowymi, ostańcami i iglicami, z których najbardziej spektakularnymi są Maczuga Herkulesa oraz Igła Deotymy. Wśród charakterystycznych form rzeźby należy wyróżnić także bramy skalne, zamykające zwykle ujścia dolin bocznych. Najbardziej znaną jest Krakowska Brama (Drzał, Ziemońska 1962).

Na obszarze Parku znajduje się ponad 700 jaskiń rozwiniętych głównie w wapieniach skalistych w wyniku procesów krasowych. Większość z nich znajduje się w zachodniej części dorzecza Prądnika. Do najdłuższych należą jaskinie Łokietka (320 m) na Chełmowej Górze i Ciemna (230 m) położona w masywie Góry Koronnej – udostępnione dla ruchu turystycznego oraz Zbójcka (180 m) w Wąwozie Jamki.

Powstanie jaskiń wiąże się z kolejnymi etapami rozwoju i pogłębiania się dolin. Jaskinie o dużych przekrojach korytarzy i dużych komorach leżą zwykle w wysokich partiach stoków nad dnem doliny, są stare i odpowiadają poziomom teras skalnych Doliny Prądnika nawiązujących do kolejnych okresów zlodowaceń (Dżużyński i in. 1966). Jaskinie najmłodsze położone są hipsometrycznie najniżej, nierzadko na poziomie dna doliny. Część jaskiń posiada genezę tzw. pseudokrasową, co oznacza, iż uformowane są w obrębie dużych bloków skalnych, wskutek rozszerzania szczelin ciosowych (Gradziński i in. 2008).

Wody podziemne

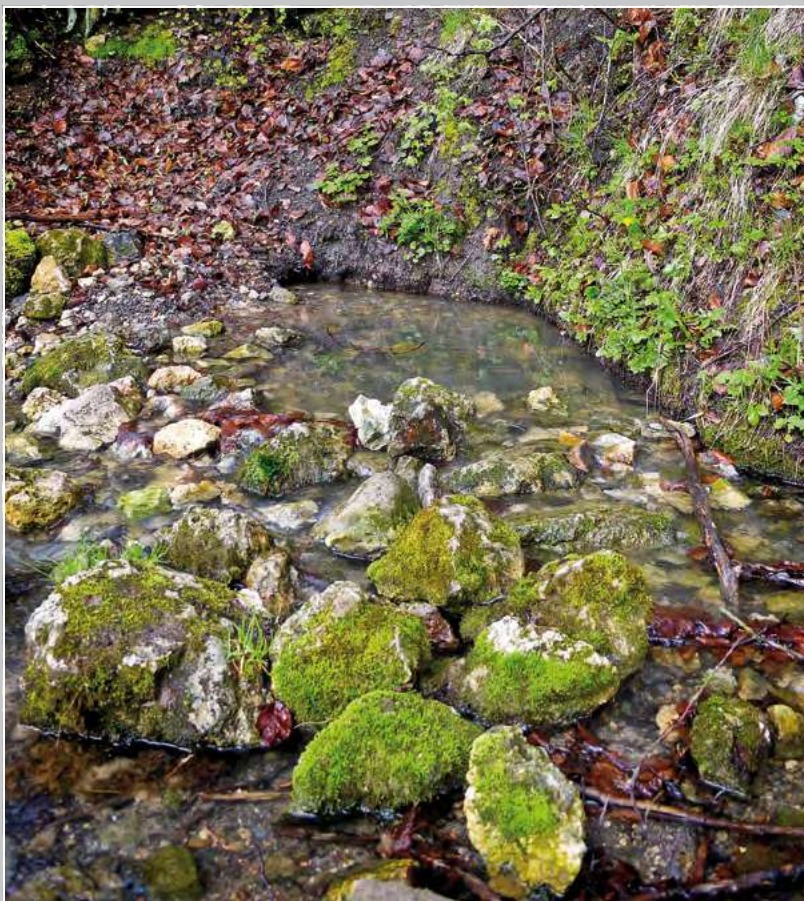
Na obszarze Ojcowskiego Parku Narodowego można wyróżnić dwa poziomy wodonośne – jurajski i czwartorzędowy (Soja 2008a). Najważniejszy zbiornik stanowią wapienie jurajskie, charakteryzujące się szerokim rozprzestrzenieniem i dużymi zasobami wód. Zbiornik w utworach czwartorzędowych odgrywa niewielką rolę. Jurajski poziom wodonośny drenowany jest przez ok. 20 źródeł szczelinowo-krasowych, występujących głównie w dnach dolin,

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródło Młynnik** – leży po prawej stronie drogi wojewódzkiej nr 773 z Grodziska do Pieskowej Skały. Wydajność źródła wynosi ok. $12 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wypływająca ze źródła woda uchodzi do Prądnika po przepłynięciu ok. 100 m. W latach 60. XX w. planowano jego ujęcie dla zaopatrzenia w wodę miasta Skały, jednakże energiczne działania zwolenników ochrony przyrody doprowadziły ostatecznie do zaniechania tego projektu. Przy źródle zatrzymują się turyści piesi i rowerzyści podążający do Pieskowej Skały i korzystają z jego wody mimo okresowych zanieczyszczeń i ustawianych zakazów poboru wody.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródło Filipowskiego** – znajduje się w zlewni Sąspówki. Leży tuż przy pieszym szlaku biegnącym w górę Doliny Sąspowskiej, w związku z czym jest często wykorzystywane przez turystów. Wypływa u podnóża stoku Zło tej Góry, po czym po przepłynięciu ok. 100 m woda uchodzi do Sąspówki. Swoją nazwę otrzymało od nazwiska zastrzeżonego pracownika OPN i przewodnika po Ojcowie mieszkającego w sąsiedztwie źródła do końca lat 60. XX w.



◀ Źródło w Prądniku
Korzkiewskim
(fot. R. Cieślík)



◀ Źródło Harcerza
w Dolinie Sąspowskiej
(fot. R. Cieślík)

w korytach potoków lub w ich pobliżu. Wydajność źródeł wynosi zwykle od jednego do kilku (rzadziej kilkudziesięciu) litrów na sekundę (Baścik, Partyka 2011; Soja 1997, 2008b). W ostatnich latach jednak ich wydajność spada z powodu zwiększającego się zasięgu leja depresyjnego kopalni rud cynku i ołowiu w rejonie Olkusza. Wody źródeł odznaczają się niską temperaturą, która ulega małym wahaniom, zwłaszcza w okresie letnim (od 8,5 do 10°C). Niektóre źródła cechują się nietypową obudową. Tak jest w przypadku Źródła Miłości: betonowa konstrukcja z zarysem serca została wykonana według projektu J. Żóćciaka i pochodzi z 1986 r. Mimo ustawianych zakazów picia wody ze względu na okresowe zanieczyszczenie, grupy turystów wracających zwykle z jaskiń Łokietka i Ciemnej, korzystają z tego wypływu. Dzisiejsza jego nazwa pochodzi rzekomo od młodych wędrowców, którzy po wypiciu wody z tego źródła zapalali do siebie dozgonną miłością, toteż uważa się, iż żadna kochająca się para nie może przejść obok tego źródła obojętnie. Tę stosunkowo młodą legendę opowiadają miejscowi przewodnicy dodatkowo ją zabarwiając wątkami anegdotycznymi.

Charakterystyczną cechą obszarów krasowych jest występowanie ponorów (miejsc zaniku wody). Jeden z nich znajduje się w pobliżu granicy OPN (już poza terenem Parku) w rejonie przysiółka wsi Biały Kościół – Iwiny, w niewielkiej dolinie Łykawiec, w której występuje strumień okresowy ginący w ponorze. Barwienia wody wykazały, że jej wypływ następuje w źródle odległym o ok. 90 m leżącym w dnie Doliny Prądnika. Czas przepływu wody wynosi ok. 15 min. Po gwałtownych opadach lub w czasie roztopów większa ilość wody wypływa przez niewielką jaskinię, zwaną Schroniskiem w Stokowej Skale.

Wody źródeł charakteryzują się mineralizacją ogólną od około 100 do 700 mg · dm⁻³. Są najczęściej dwujonowe, typu wodorowęglanowo-wapniowego (Siwek 2004). Przeciętny poziom twardości ogólnej pozawala je zaliczyć do wód średnietwardych i twardych (Różkowski 2006). Temperatura wody nie jest wysoka, o czym świadczy obecność w większości źródeł źródłarki karpackiej (*Bythinella austriaca*) – niewielkiego ślimaka o wysokości muszli do 3,2 mm żyjącego tylko w wodach, których temperatura nie przekracza 10°C. Można ją znaleźć pełzającą wśród roślinności podwodnej, która jest jej pożywieniem.

OPN położony jest na obszarze Głównego Zbiornika Wód Podziemnych Częstochowa (nr 326) o charakterze szczelinowo-krasowym, gdzie szacunkowy moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi 4,7 dm³ · s⁻¹ · km⁻². Jest to obszar jednolitej części wód podziemnych nr 150 cechującej się wodopruszczalnością od 1 · 10⁻⁷ do 3 · 10⁻⁴ m · s⁻¹ oraz niekorzystnym stopniem izolacji (Kowalczyk i in. 2007).

WARTO ZOBACZYĆ

● **Źródło Miłości** – jest wtórnym wypływem niewielkiego rezerwuaru wody usytuowanego pod powierzchnią gruntu dla potrzeb nieistniejącej już wytwórni wód gazowanych. Z naturalnego wypływu znajdującego się u podnóża lewej orograficznie kolumny Krakowskiej Bramy wodę poprowadzono rurą pod drogą i pod dawnym parkingiem. Źródło naturalne ujawnia się bardzo rzadko, głównie po długich i obfitych opadach. Tak było latem w 1978 r. Ostatnio wypływ wody zaobserwowano tam w 2010 r., co należy wiązać z wysokością opadów przekraczającą 1000 mm. Mimo bardzo małej ilości opadów w 2011 r. (ok. 500 mm) źródło to nadal funkcjonowało, lecz wypływająca woda zanikała w odległości kilkunastu metrów poniżej naturalnego wypływu.



▲ Źródło Miłości
(fot. R. Cieślik)

Wody powierzchniowe

Teren Ojcowskiego Parku Narodowego w całości leży w dorzeczu Prądnika, lewego dopływu Wisły, stanowiącego oś hydrograficzną Parku. OPN w porównaniu z innymi parkami narodowymi w Polsce, jest ubogi w wody powierzchniowe. Na wody przypada zaledwie 1% całkowitej powierzchni Parku. Jedynym stałym dopływem Prądnika na terenie Parku jest Sąspówka. Łączna długość potoków wynosi 16,6 km, w tym Prądnik liczy 12,2 km długości. Prądnik wypływa z kilku źródeł we wsi Sułoszowa, natomiast Sąspówka – z dwóch źródeł we wsi Sąspów (Soja 2008b).

Dorzecze Prądnika jest typowym obszarem krasowym, wyróżniającym się małą liczbą potoków i dolin stale odwadnianych oraz znaczną przewagą mniejszych dolin i wąwozów, odwadnianych okresowo bądź epizodycznie. Cieki okresowe płyną najczęściej dnem wąwozów: Korytania, Smardzowickiego, Doliną Młynicką (Zachwytu).

Wody płynące w potokach OPN należą do wód zimnych. Średnia roczna temperatura wody wynosi w półroczu zimowym wynosi 4,6°C, zaś w letnim 9,4°C. Wody Sąspówki są zimniejsze niż Prądnika, zwłaszcza w jej dolnym biegu, gdzie są zasilane wodami źródłanymi.

Średnie roczne natężenie przepływu Prądnika wynosi $370 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, zaś Sąspówki $120 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W ciągu roku przepływy Prądnika i Sąspówki wykazują znaczne wyrównanie, ale dają się zauważyć dwa okresy podwyższonych przepływów – wczesnowiosenny (lub zimowy) i letni. Najniższe przepływy przypadają na miesiące jesienne i zimowe (listopad–luty). Obydwa potoki odprowadzają rocznie z całego dorzecza przeciętnie 11,67 tys. m³ wody (Drzał, Ziemońska 1962; Soja 2008). Dodatni wpływ na bilans wodny OPN miały lata 1996–1997, 2001 oraz 2010, w których wystąpiły zwiększone opady (Partyka 1999; Soja, Partyka 2004).

Odczyn wód jest słabo zasadowy, natomiast mineralizacja i twardość ogólna wód powierzchniowych reprezentują średnie wartości. Wody płynące – podobnie jak podziemne – są dwujonowe, typu wodorowęglanowo-wapniowego. Zauważa się jednak zwiększony udział siarczanów, co sygnalizuje antropopresję.

Wędrując wzdłuż Sąspówki warto obserwować koryto potoku na wprost wylotu Wąwozu Jamki. Można tam bowiem znaleźć tamy zbudowane przez bobry wprowadzone do OPN w 1985 r. Aktywność bobrów wzrosła w ostatnich latach tak, że w 2007 r. na Sąspówce zinventaryzowano aż 17 tam. Jedna z nich miała 20 m długości i prawie 1 m wysokości. Przed tamami tworzą się rozlewiska, których głębokość dochodzi miejscami do 1 m.

Do wód powierzchniowych OPN należy zaliczyć stawy rybne pod zamkiem w Pieskowej Skale oraz stawy rybne u wylotu Doliny Sąspowskiej. Retencjonują one spore ilości wody.

► Potok Prądnik
w Grodzisku
(fot. R. Cieślik)





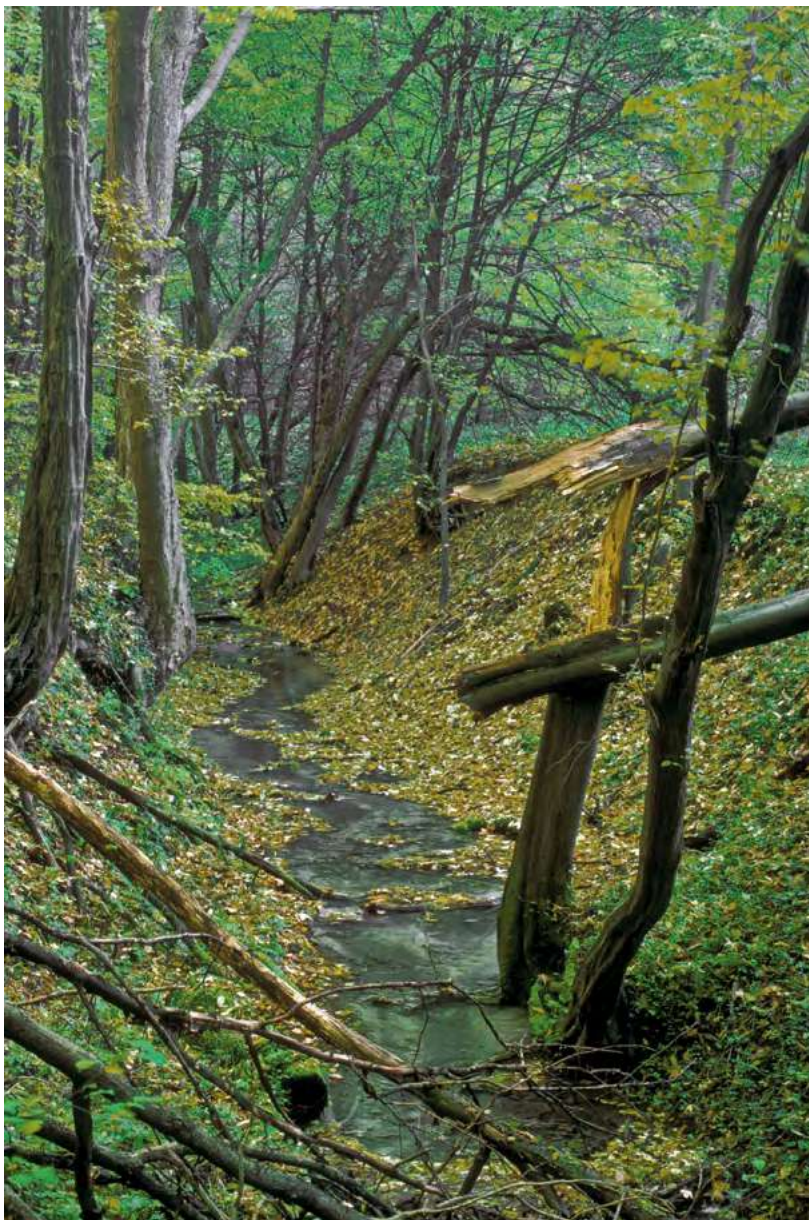
WARTO ZOBACZYĆ

• **Źródło Ruskie** – widoczne z ze szlaku biegnącego w górę Doliny Sąspowskiej, jest jednym z najbardziej wydajnych na terenie OPN; wypływa z niego ok. $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Podczas pierwszej wojny światowej w rejonie wsi Jerzmanowice stacjonowali żołnierze rosyjscy, skąd udawali się do miejscowych włościan po żywność, korzystając równocześnie z wód Sąspówki i źródła, do którego z czasem przyłgnęła nazwa „Ruskie”. Źródło zachowało swój naturalny charakter, a jego wydajność ma duże znaczenie dla zasilania w wodę Sąspówki. W 2007 r. zaobserwowano zanik Sąspówki na odcinku ok. 570 m powyżej ujścia wód Źródła Ruskiego aż do nieczynnej grobli w pobliżu osady Warzechówka. Takie zjawisko należy do bardzo rzadkich – było opisywane przez K. Wróblewskiego w 1903 r. i jest prawdopodobnie związane ze zmniejszonym zasilaniem w okresie bezopadowym lub udrożnieniem szczelin krasowych przejmujących część wód.

◀ Tzw. łykawiec w Białym Kościele (fot. R. Cieślík)

Wykorzystanie wód

Wody Prądnika oraz w niewielkim stopniu Sąspówki były od kilku wieków wykorzystywane jako źródło energii dla zakładów przemysłowych, rozmieszczonych wzdłuż obydwu potoków, z których ok. 30, leżało nad Prądnikiem (Falniowska-Gradowska 1995, Hajto-Pinkas 2005, Żółciak 2004). Prąd-



WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródło św. Jana** – zlokalizowane po prawej stronie potoku Prądnika. Ze względu na znaczną wydajność wynoszącą ok. $7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, od roku 1933 służy jako ujęcie wody pitnej dla Ojcowia; wcześniej było to ujęcie wody dla willi „Goplana” (Dynowska 1983). Nad zbiornikiem filtracyjnym ujęcia stoi nieduża gloriетка. Część wody wylewa się w postaci źródła wtórnego ($1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) tuż obok kaplicy „Na Wodzie”. Zostało obudowane w 1972 r.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wodospad** – zlokalizowany na młynówce doprowadzającej wodę do pstrągarni w Ojcowie przy wylocie Doliny Sąspowskiej. Ten kilkumetrowy strumień spadającej wody wykorzystuje różnicę wysokości między młynówką, a poziomem stawów hodowlanych pstrąga tęczowego. Przepływająca tędy woda – zanim dopłynie do pstrągarni – dobrze się natlenia i dodatkowo oczyszcza.

◀ Potok Sąspówka w dolnym biegu (fot. R. Cieślík)

nik zasilał stawy zamkowe w Pieskowej Skale. Znana na ten temat informacja F. Siarczyńskiego (1828) zawiera opis, iż *Stanisław Szafraniec w Pieskowej Skale zamek wspaniały wystawił, ogrody zasadził, stawy i zwierzyńce założył*. Stawy te miały zapewne funkcję bardziej estetyczną niż użytkową (w lustrze wody odbijała się bryła zamku), chociaż z czasem były zarybiane. Po drugiej wojnie światowej odnowiono je i przez pewien czas należały do pstrągarni w Ojcowie.

Do dziś przetrwały tylko nieliczne młynówki, zakładane przeważnie wzdłuż Prądnika. Najlepiej zachowana jest jedna z nich – na Sąspówce; jest to tzw. doprowadzalnik wody do stawów pstrągowych w Ojcowie. Obiekt ten powstał co najmniej w drugiej połowie XIX w. i dostarczał wodę dla potrzeb miejscowego młyna i tartaku, usytuowanego w pobliżu ujścia Sąspówki do Prądnika. Woda jest pobierana w dolnym biegu potoku Sąspówka, w odległości około 1 km powyżej ujścia do Prądnika. Jest tam wybudowany nieduży, betonowy jaz piętrzący wodę, który ją kieruje do młynówki. Na odcinku ok. 100 m woda płynie kanałem zamkniętym, a następnie otwartym korytem u podnóża Chełmowej Góry, po prawej stronie Sąspówki.

Jeszcze do połowy lat 70. XX w. wody młynówki napędzały koło wodne warsztatu stolarskiego w budynku „Betlejemka” w Ojcowie, nieco powyżej ujścia do Prądnika (obecnie mały pensjonat); od kilku lat jednak młynówka ta doprowadza wodę tylko do stawów pstrągowych w Ojcowie.

Ważną formą użytkowania źródeł był pobór wód dla celów pitnych. Prawie wszystkie duże źródła na terenie OPN oraz w jego najbliższym sąsiedztwie były w ten sposób użytkowane do końca lat 80. XX w. Wodę pobierano najczęściej w sposób tradycyjny – wiadrami lub beczkowskami. Do najwcześniej ujętych należy Źródło św. Jana w Ojcowie (okres międzywojenny), na którego wodach bazowało ojcowskie uzdrowisko, mimo braku leczniczych właściwości. Do dziś źródło to, z obudową zbiornika filtracyjnego w formie gloriety, zaopatruje w wodę mieszkańców wsi Ojców. Pozostałe miejscowości w okolicach Ojcowy są zaopatrywane w wodę ze studni wierconych, toteż eksploatacja źródeł prawie zanikła. Jedynie w Sąspowie sporadycznie można spotkać się z tradycyjnym sposobem poboru wody źródlanej.

Jakość wód

Wody źródeł w Parku należą do klas jakości wysokiej (Ib) lub najwyższej (Ia) i spełniają wymagania stawiane wodom pitnym. Tylko okresowo niektóre źródła w miejscach dużej penetracji turystycznej wykazują niewielkie zanieczyszczenia. Dotyczy to m.in. Źródła Miłości położonego w pobliżu

WARTO ZOBACZYĆ

• **Źródło w Prądniku Korzkiewskim** – wypływa z wyraźnej szczeliny skalnej przy skarpie lokalnej drogi, w pobliżu wylotu Wąwozu Stodolska (ok. 2,5 km poniżej Krakowskiej Bramy). Jest to najwydajniejsze ($13 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) zachowane w naturalnym stanie źródło na terenie OPN. Po przepłynięciu ok. 25 m woda ze źródła uchodzi pokaznym strumieniem do Prądnika. Jeszcze w latach 70. i 80. XX w. miejscowa ludność pobierała wodę ze źródła dla celów pitnych; obecnie korzystają niego turyści przechodzący szlakiem „Orlich Gniazd”. Warto dodać, że w pobliżu tego źródła na poziomie wspomnianej lokalnej drogi, w okresie roztopów i dłuższych opadów pojawia się okresowy, obfity wypływ wody. Obydwa wypływy – naturalny i okresowy, są elementami systemu krasowego, który odprowadza wodę z tzw. łykawca w obrębie wierzchowiny jurajskiej.



1



2





◀ 1. Żaba w stawie w Parku Zamkowym w Ojcowie (fot. R. Cieślik)

2. Tama bobrów na Prądniku (fot. R. Cieślik)



▶ Tama bobrów na otoku Prądnik u stóp skały Czaszka (fot. R. Cieślik)

◀ Staw w Pieskowej Skale (fot. R. Cieślik)



WARTO ZOBACZYĆ

● Stawy przepływowo

– rozpościerają się u stóp zamku w Pieskowej Skale. Stawy zostały założone w XVI w. w czasie przebudowy zamku przez ówczesnego właściciela – Stanisława Szafrąca. Hodowano w nich karpie, szczupaki i karasie, zaś w późniejszym okresie pstrągi tęczowe. Od roku 1993 zaprzestano hodowli. Obecnie stanowią ostoje traszek, ropuch, żab, rzekotki drzewnej i kumaka nizinnego. Płazy odbywają gody we wspomnianych stawach, migrując do nich z zimowisk oddalonych nawet o 3 km. Szlak godowej wędrówki płazów jest zabezpieczany przez wolontariuszy i pracowników OPN, którzy przenoszą zwierzęta przez biegnącą obok drogę. W stawach występują liczne hydrofity, m.in. trzcina pospolita, tatarak zwyczajny, grzybienie, rzęsa drobna.

◀ Kaczka krzyżówka na potoku Prądnik (fot. R. Cieślik)



WARTO ZOBACZYĆ

● **Meandrujący bieg Prądnika** – najlepiej widoczny wzdłuż asfaltowej drogi na odcinku między przysiótkami Młynnik i Grodzisko, zwłaszcza u podnóża Skąd Spokojnych (Cichych) oraz poniżej Krakowskiej Bramy, w rejonie Źródła Miłości i we wsi Prądnik Korzkiewski w południowej części OPN. Taki rodzaj biegu rzeki występuje na odcinkach, gdzie spadek jest bardzo mały, czyli na niemal zupełnie płaskich fragmentach dna doliny. Warto zatrzymać się nad brzegiem Prądnika w Parku Zamkowym (dawnym Zdrojowym), zwłaszcza na przebudowanej w 2008 r. kładce oraz obok niej, przy niewielkiej zastawce na Prądniku.

◀ Meandrujący bieg Prądnika
(fot. R. Cieślak)

Krakowskiej Bramy. Okresowe badania wykazują niewielkie jego zanieczyszczenia bakteriami typu coli, zwłaszcza pod koniec sezonu turystycznego, co można tłumaczyć nieszczelnością rur między naturalnym i wtórnym wpływem wody. Podobne zanieczyszczenia obserwuje się w Źródle Młynnik. Natomiast źródła Harcerza, Spod Graba i Filipowskiego są czyste, o czym świadczy obecność w jednym z nich wyplawka alpejskiego *Crenobia alpina* (Baścik, Partyka 2008).

Pod względem cech fizyczno-chemicznych wody Prądnika należą do I klasy czystości – mimo intensywnej antropopresji nie stwierdza się ponadnormatywnych zrzutów ścieków, zawierających chlorki, siarczany i azotany (Hibszler i in. 2001). Niekorzystne są natomiast wskaźniki bakteriologiczne, przez co zaliczono je do IV klasy czystości – ze względu na obecność bakterii *Coli*. W porównaniu do 2005 r. – stan wody Prądnika w 2010 r. poprawił się ogólnie – o jedną klasę czystości.

Zagrożenia wód

Prądnik jeszcze do niedawna był stale zanieczyszczany ściekami z mleczarni w Skale oraz lokalnymi źródłami zanieczyszczeń na całej swej długości. Mleczarnia w Skale położona jest na dziale wodnym między zlewnią



WARTO ZOBACZYĆ

- **Stawy pstrągowe** – założone w Ojcowie w połowie lat 30. XX w. z inicjatywy ksiąząt Czartoryskich – ówczesnych właścicieli Ojcowia, w celu hodowli pstrąga tęczowego będącego gatunkiem sprowadzonym z Ameryki Północnej do Polski (Nowak 2004). Obecnie w Ojcowie funkcjonuje osiem stawów pstrągowych zasilanych młynówką z Sąsówki.

◀ Pstrągarnia w Ojcowie jesienią. Widok ze Skały Bystrej (fot. R. Cieślík)

Prądnika i Dłubni. Zagrożeniem dla wód Prądnika były także ścieki ze wsi Sułoszowa. Stan sanitarny wody był najgorszy w okresie niżówkowym. Jakość wody uległa poprawie po oddaniu do użytku w 1994 r. oczyszczalni ścieków w Skale, z przepompownią uruchomioną w 1998 r. w pobliżu Grodziska oraz oczyszczalni w Młynniku dla wsi Sułoszowa i Wola Kalinowska, przekazanej do eksploatacji w 2003 r. Również w Ojcowie w 2009 r. zaczęła funkcjonować nowa oczyszczalnia ścieków usytuowana poniżej pstrągarni.

W Prądniku jeszcze do niedawna występowały pewne gatunki roślin charakterystyczne dla wód silnie zanieczyszczonych. Od kilku lat następuje znaczna poprawa czystości wód potoku. Wody Sąspówki natomiast są czyste, chociaż potencjalnym zagrożeniem jest dla nich wieś Sąspów, położona w odcinku źródłowym.

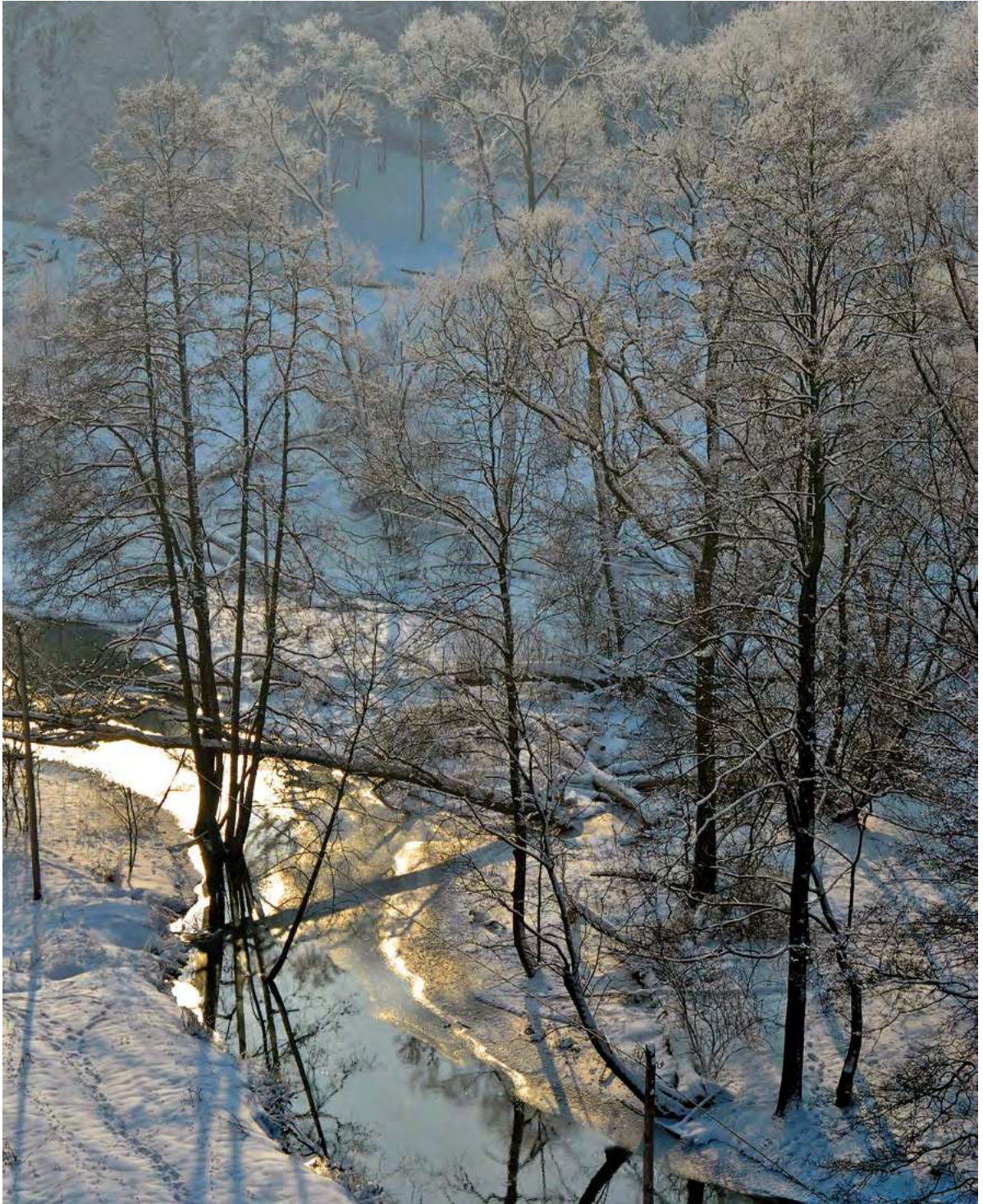
Z zagrożeniem wód wiąże się również stan ochrony źródeł, zwłaszcza w otulinie OPN. Niektóre źródła, np. w Sąspowie i Sułoszowej mają zaniebane otoczenie i bardzo prymitywną obudowę, która wymagałaby zmiany. Prace przygotowawcze i projektowe dla źródeł w Sąspowie zostały już podjęte przez gminę Jerzmanowice-Przegonia.

Ponieważ odcinki źródłowe Prądnika i Sąspówki znajdują się poza granicami Parku, wody tych potoków narażone są na niekorzystne wpływy związane z presją osadnictwa wokół granic Parku, a także na niekorzystne wpływy ze strony leżących w niedalekim sąsiedztwie dróg krajowej i wojewódzkiej (Partyka 2005).

WARTO ZOBACZYĆ

- **Kaplica „Na wodzie”**
– należąca do osobliwości przyrodniczo-kulturowych. Wybudowana została w 1901 r., z inicjatywy Stanisława Niedzielskiego – ówczesnego dyrektora ojcowskiego uzdrowiska. Tradycja głosi, że lokalizacja kaplicy nad korytem Prądnika wiąże się z zarządzeniem wydanym przez cara Mikołaja II, zabraniającym budowania obiektów sakralnych na „ziemi ojcowskiej”. Budowa „na wodzie” nie łamała zarządzenia. Kaplica powstała w miejscu dawnych łazienek zdrojowych, zbudowanych nad zbiornikiem utworzonym dzięki niedużej tamie piętrzącej wody Prądnika dla potrzeb małej elektrowni. Zbudowana jest na planie symetrycznego krzyża w stylu szwajcarsko-ojcowskim; budynek wieńczy niewielka, ażurowa wieża. Wewnątrz kaplicy znajdują się trzy ołtarze kształcie szczytów chat. W głównym ołtarzu mieści się obraz Matki Boskiej Wspomożenia z 1901 r. Prace stolarskie wykonywane były przez miejscowych rzemieślników. Po bokach ołtarza głównego znajdują się dwa orły nad trzema wężami (symbolizujące Polskę i trzech zaborców).

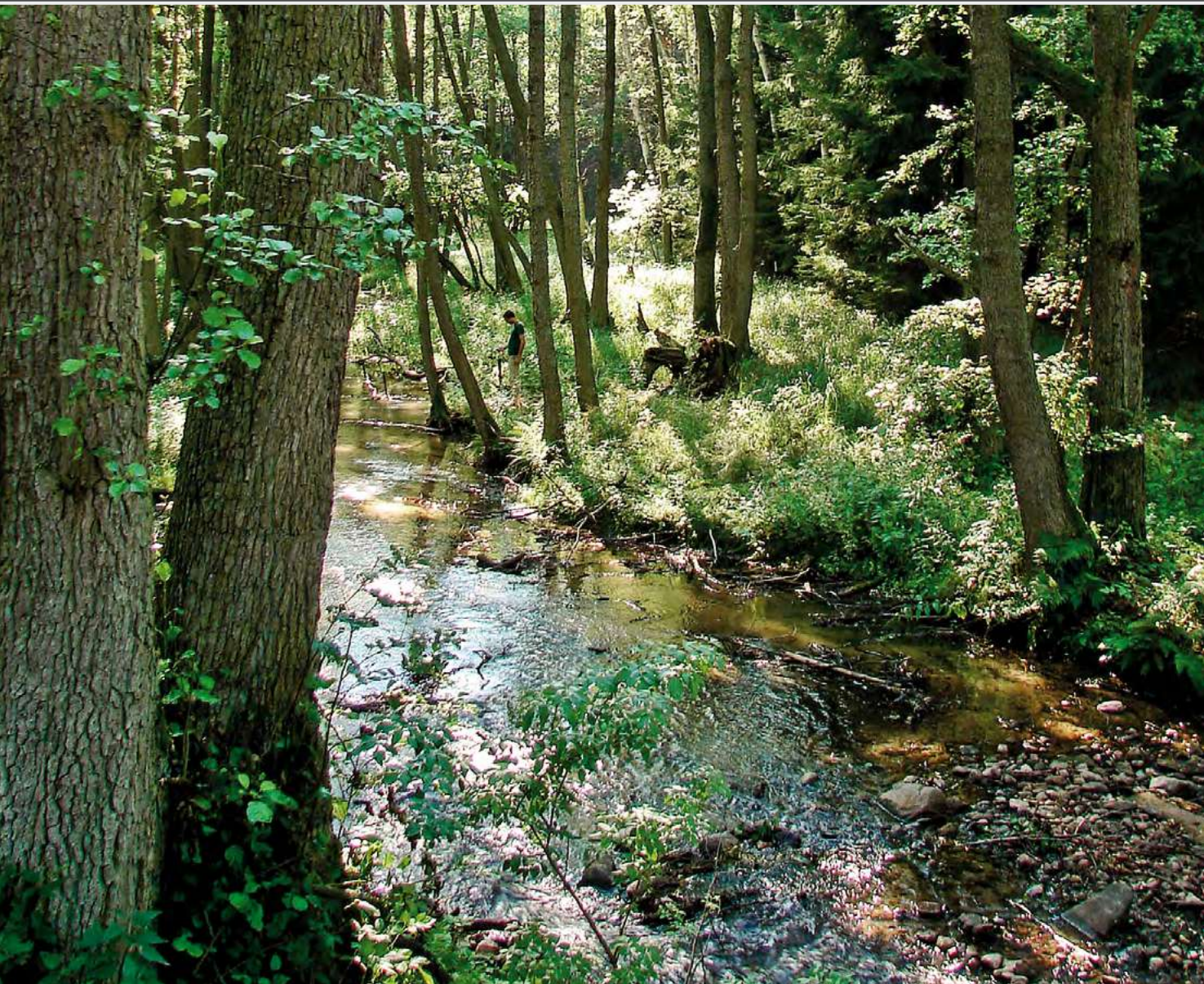
► Potok Prądnik zimą
(fot. R. Cieślak)





Wody w parkach narodowych Polski

PARK NARODOWY „BORY TUCHOLSKIE”



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Struga Siedmiu Jezior poniżej jeziora Płęno

(fot. B. Nowicka)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Park Narodowy „Bory Tucholskie”

Włodzimierz Marszelewski, Barbara Nowicka



www.borytucholskie.pl

Położenie

Park Narodowy „Bory Tucholskie” (PNBT) jest położony w prowincji Niż Środkowoeuropejski, a ściślej w podprowincji Pojezierze Południowobałtyckie i w makroregionie Pojezierze Południowopomorskie (Kondracki 2001). Park zajmuje południowo-wschodni skraj mezoregionu Równiny Charzykowskiej. Od południa jest on ograniczony wysoczyzną morenową Pojezierza Krajeńskiego. Wschodnią i zachodnią granicę PNBT tworzy prawy brzeg zakola środkowej Brdy, przepływającej w tym miejscu przez ciąg dużych jezior rynnowych (Jez. Charzykowskie, Jez. Długie, Jez. Karsiańskie) oraz jeziora: Łąckie, Dybrzk i Kosobudno.

Park jest położony w obrębie województwa pomorskiego, w powiecie chojnickim. Znajduje się ok. 120 km na południowy zachód od Gdańska i ok. 100 km na północny zachód od Bydgoszczy. Jego walory przyrodnicze przyciągają turystów i naukowców nie tylko z wymienionych miast, ale również z wielu innych ośrodków w Polsce. W 2010 r., decyzją obradującej w Paryżu Międzynarodowej Rady Koordynacyjnej programu Człowiek i Biosfera (agenda UNESCO), część Borów Tucholskich została uznana za Światowy Rezerwat Biosfery, a PNBT został zaliczony do jego strefy rdzennej.

Cechą wyróżniającą PNBT jest oligotroficzny krajobraz sandrowy, urozmaicony dużą liczbą zagłębień bezodpływowych różnego pochodzenia, jeziorami polodowcowymi oraz licznymi, niewielkimi torfowiskami przejściowymi i wysokimi. Na luźnych osadach powierzchniowych, przeważnie piaskach i żwirach, wytworzyły się głównie słabe gleby bielcowe. W konsekwencji, główny element pokrycia terenu stanowią lasy zaliczane do kompleksu



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 lipca 1996 r.
Powierzchnia: 46,13 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,28 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 0,07 km²
Liczba jezior: 23
Liczba oczyszczalni ścieków: 2

Park Narodowy „Bory Tucholskie” miejsca, które warto zobaczyć



Borów Tucholskich. W ich składzie przeważają bory sosnowe świeże, suche i chrobotkowe, przy czym większość drzewostanu pochodzi ze sztucznych zalesień. Pod względem klimatycznym jest to region nieco cieplejszy i mniej wilgotny (suma roczna opadu od 500 do 550 mm) niż sąsiednie pojezierza: Wschodniopomorskie i Zachodniopomorskie. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi 7°C (średnia z wielolecia 1971–2000).

Budowa geologiczna i rzeźba

Zręby dzisiejszej rzeźby Parku były kształtowane przez ok. 16 tys. lat, w czasie kolejnych etapów postępu i wycofywania się lądolodu zlodowacenia wiśły (na linię fazy pomorskiej i następnie dalej na północ). Spowodowało to powstanie różnorodnych form glacialnych i fluwioglacialnych. W okresie postglacialnym rzeźba terenu była dalej przeobrażana w wyniku procesów fluwialnych, denudacyjnych oraz wytapiania się brył martwego lodu i intensywnych procesów eolicznych (Dysarz 1998; Galon 1953; Nowaczyk 2006; Pasierbski 1979, 2000).

Dominującą formą na terenie PNBT jest rozległy stożek sandrowy pokrywający glinę morenową (Galon 1953). Od południa graniczy on z ciągiem moren charzykowsko-gwieździńskich. Według M. Pasierbskiego (2000) są to moreny czołowe spiętrzone z zaburzeniami glacictonicznymi, w których warstwy zapadają się w kierunku północnym i północno-wschodnim. Na powierzchni Parku występują fluwioglacialne piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami piasków pylastych i gliniastych, a także piaski średnioziarniste oraz różnoziarniste o łącznej miąższości do 20 m. Na podstawie przeprowadzonych sondowań i analizy archiwalnych wierceń, można tu wyróżnić trzy poziomy hipsometryczne występowania słabo przepuszczalnych piasków gliniastych i glin o różnej miąższości (Wicik 2002b). Zachowały się one w formie izolowanych płatów o miąższości od kilku do 30 m, rozdzielonych rynnami, kottami i wytopiskami.

Powierzchnia sandru w obrębie PNBT jest bardzo urozmaicona. Dominującą formą są tutaj różnokierunkowe ciągi rynien polodowcowych. Są to na tym terenie najgłębsze i najdłuższe formy wklęsłe. Najbardziej okazałą jest rynna Jez. Ostrowite o długości ok. 3,5 km i szerokości do 1 km. Zbocza rynien są strome, niemal na całej długości mają nachylenia 25–35° i osiągają wysokość 12–16 m. Występują dwa typy genetyczne tych form (Kozarski 1994). Do pierwszego należą subglacialne formy egzaracyjne, powstałe w wyniku mechanicznego oddziaływania jezora lodowcowego (rynna Jez. Charzykowskiego). Drugi zaś tworzą subglacialne rynny eworsyjne wytworzone na skutek działalności wód roztopowych, płynących prawdopodobnie pod ciśnieniem hydrostatycznym (pozostałe rynny PNBT). Sieć rynien została uformowana przed usypaniem sandru Brdy, a następnie przekształcona podczas odpływu wód z topniejącego lodowca. W pierwotnej postaci zachowały się jedynie odcinki konserwowane przez martwy lód. Po wytopieniu lodu głębokość rynien była znacznie większa niż współcześnie. Wraz z upływem czasu rynny jeziorne zostały wypełnione osadami o znacznej miąższości. Powstały one w wyniku złożonych procesów akumulacji materiału organicznego i mineralnego zawieszonoego w wodzie oraz osadów pochodzących z erodowanych zboczy i osuwisk, powstających w strefach źródliskowych, a także

WARTO ZOBACZYĆ

● **Jez. Płesno** – położone w obrębie Strugi Siedmiu Jezior w głębokiej rynnie, której zbocza porasta starodrzew sosnowy. Głębokość maksymalna Jez. Płesno wynosi 11 m, natomiast powierzchnia 47,8 ha. W zachodniej zatoce jeziora rozwija się zespół rdzestnicy pływającej (*Potamogeton natans*), a przy brzegu południowym szuwar turzycy brzegowej (*Caricetum ripariae*). Na brzegach Strugi Siedmiu Jezior wykształcił się fragment łągi olszowo-jesionowego (*Circaeo-Alnetum*) z olszami czarnymi, których wiek przekracza 100 lat. W warstwie podszytu występuje naturalny podrost olszy oraz krzewy kruszyny pospolitej (*Frangula alnus*), po której wije się chmiel zwyczajny (*Humulus lupulus*).

utworów powstających w wyniku niszczenia brzegów na skutek falowania wód jeziornych (Wicik 2002b). Wypełnianie mis jeziornych osadami dennymi rozpoczęło się pod koniec plejstocenu, tj. ok. 11 840 lat temu (Hjelmroos 1982).

Powierzchnię Parku urozmaicają dodatkowo, różnej wielkości i kształtu, zagłębienia o zupełnie innej genezie. Można tu wyróżnić lejki, kotły oraz inne nieregularne zagłębienia wytopiskowe. Liczne są również zagłębienia między formami wydмовymi, które powstały w okresie preborealnym wskutek działania silnych wiatrów wiejących z zachodu.

Lejki i kotły występują często w uszeregowanych ciągach. Lejki mają okrągły kształt i symetryczne zbocza. Średnica ich górnego obwodu ma od 30 do 50 m, a dna od 8 do 18 m. W przypadku kotłów, zaobserwowana została większa nieregularność ich stromych zboczy. Mają one również znacznie większe rozmiary, gdyż średnice dochodzą do 500 m. Dno tych form znajduje się też na większej głębokości (do kilkunastu metrów) i sięga spągu serii fluwioglacjalnej. Formy te mogły powstać w wyniku ewersyjnej działalności wód lodowcowych, a następnie podczas usypywania sandru, mogły być konserwowane przez bryły martwego lodu. Proces odparowywania zagłębień odbywał się podczas wytapiania lodu i osiadania zalegającego na nim materiału. Zagłębienia te występują na terenie Parku w trzech ciągach: równoleżnikowym, położonym na północ od Jez. Ostrowite oraz dwu innych, biegnących po obu stronach rynny jezior Wielkie Krzywce i Małe Krzywce i zbiegających się w kierunku Jez. Skrzynka. Formy te są urozmaicone pod względem hydrograficznym. W części z nich występują naturalne zbiorniki wodne (Sosnówek, Kocioł, Kociołek, Jez. Głucho, Jez. Łyska i Jez. Olbrachta), inne wypełnione są torfami. Jedynie w kilku brak jest wyraźnych śladów retencji wody. Są to zazwyczaj formy płytkie, nie sięgające do utworów morenowych.

Nieregularne zagłębienia wytopiskowe powstały w wyniku wytapiania się brył martwego lodu pokrytego utworami fluwioglacjalnymi. Największe nagromadzenie tego typu form występuje w strefie marginalnej lądolodu vistulianskiego, czyli na północ od granicy PNBT. Tam też zagłębienia są najbardziej wyraziste i osiągają znaczne głębokości. W kierunku południowym stają się dużo płytsze i na terenie Parku nie zawsze są już dostatecznie czytelne w rzeźbie.

Piaski eoliczne w większości przypadków budują wąskie (20–50 m) i długie (do 300–800 m) formy wałowe o przebiegu SE-NW. Licznie występują też drobne formy wydmovowe o wysokości do 1 m i długości kilku lub kilkunastu metrów. W sąsiedztwie wydym często pojawiają się misy deflacyjne. Formy te ograniczają możliwości odpływu powierzchniowego, a tym samym tworzą zespoły zagłębień powierzchniowo bezodpływowych. Zagłębienia międzywydmowe i deflacyjne są zazwyczaj płytkie i mają nieregular-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jez. Główna** – jezioro o powierzchni 8 ha i głębokości maksymalnej 11 m. W wyraźnym kociołkowatym zagłębieniu występuje bór bagienny, a na jego obrzeżu śródłądowy bór wilgotny. Wzdłuż wartko płynącej Strugi Siedmiu Jezior rośnie olsza czarna oraz łęg olszowo-jesionowy. W bezpośrednim sąsiedztwie koryta Strugi, na płytkich pokładach torfowych, rozwinęła się brzezina bagienna w drzewostanie, w którym występuje brzoza omszona (*Betula pubescens*) oraz sosna zwyczajna. W ujściu Strugi do Jez. Płesno widoczny jest szuwar trzcinowy z trzciną pospolitą (*Phragmites australis*), pałąką wąskolistną (*Typha angustifolia*), turzycą błotną (*Carex acutiformis*), turzycą dziubkową (*Carex rostrata*), a także rzęsą i spirodelą wielokorzeniową (Boiński 2004).



ne i trudne do wyznaczenia granice. Tego typu zespoły form obejmują znaczną powierzchnię PNBT. Największe ich nagromadzenie można znaleźć pomiędzy jeziorami: Ostrowite i Charzykowskim. Ich dna, wyścielone dobrze przepuszczalnymi utworami, są suche.

Na opisywanym obszarze zachowały się także fragmenty dolin, dokumentujące przepływ wód roztopowych. Są to formy płaskodenne, o szerokości 20–50 m i głęboko wcięte w otaczającą powierzchnię sandru. Jedną z takich form (obecnie suchą) dokonywał się przepływ wód od Jez. Nie-rybno w kierunku Jez. Wielkie Krzywce. Inną jest długa dolina, osiągająca szerokość ok. 100 m, która zachowała się poza granicami Parku, na wschód od leśniczówki Dębowa Góra. Jak podaje R. Galon (1953), przy wysokich stanach wody w Jez. Ostrowite dolina ta była częścią systemu odpływu Brdy. Według poglądów T. Murawskiego (1963), dolina ta jest świadectwem ścisłego związku Brdy z obszarem dzisiejszego Parku, który rzeka ta przecinała niemal równoleżnikowo. Współcześnie w opisywanej dolinie nie funkcjonuje powierzchniowa sieć drenażu. Może ona jednak wytyczać drogi odpływu podziemnego, a przez to stanowić połączenie pomiędzy największym jeziorem Parku (Jez. Ostrowite) i wschodnim odcinkiem Brdy. Z drugiej strony badania rzędnych zwierciadła wód podziemnych w PNBT wykazały, że przepływ tych wód odbywa się tu w kierunku zachodnim (Nowicka, Lenartowicz 2005).

▲ Wyrobisko potorfowe
(fot. B. Nowicka)

Wody podziemne

Park Narodowy „Bory Tucholskie” położony jest na zachód od granicy Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 12 Czersk i związanego z nim obszaru najwyższej ochrony (Kleczkowski 1990). Na obszarze tym stwierdzono występowanie wód podziemnych w utworach czwartorzędowych i mioceńskich. Wody piętra czwartorzędowego tworzą dwa poziomy: pierwszy (głębokość zwierciadła 2–16 m) oraz drugi (głębokość zwierciadła 24–34 m).

Z przyrodniczego punktu widzenia największe znaczenie posiada pierwszy poziom wodonośny, który lokalnie wykształcony jest w postaci dwóch horyzontów wodonośnych. Jego zwierciadło występuje najczęściej na rzędnych od 121 do 127 m n.p.m., zaś głębokość zależy od ukształtowania powierzchni terenu oraz od głębokości zalegania pierwszej warstwy osadów słabo przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych (zwykle utworów gliniastych). Zwierciadło wód podziemnych tego poziomu ma przeważnie charakter swobodny, tylko lokalnie napięty, głównie wskutek występowania w stropie osadów słabo przepuszczalnych. Miąższość warstwy wodonośnej jest zróżnicowana i waha się od 0,9 do ponad 3 m. Wodonościami są osady fluwioglaacjałne w postaci piasków pylastych oraz piasków drobnych, średnich, a lokalnie grubych.

W niektórych miejscach (np. na wschód od Jez. Ostrowite) pierwszy poziom wodonośny wykształcony jest w postaci dwóch horyzontów. Płytki jest zwykle zawieszony, ma swobodne zwierciadło i występuje w lokalnych obniżeniach warstwy słabo przepuszczalnej lub nieprzepuszczalnej. Pod tą warstwą znajduje się drugi horyzont wodonośny o napiętym zwierciadle wody, które stabilizuje się ok. 0,3 m powyżej zwierciadła wody pierwszego horyzontu.

Kierunki przepływu wód w pierwszym poziomie wodonośnym są silnie zróżnicowane. W różnych częściach Parku wody te przemieszczają się zarówno w kierunkach południowych (S, SW, SSW), jak i północnych (N, NW, NNE). Świadczy to o złożonej budowie geologicznej sandru i jego podłoża.

Kontakt wód podziemnych z jeziorami jest ograniczony przez występujące w nich osady denne i stokowe. Najdogodniejsze warunki wymiany wody występują na stromych stokach mis jeziornych oraz w strefie litoralu miękkowodnych jezior oligotroficznyc (Nowicka i in. 2008; Nowicka, Wołoszyńska 2010). Podwodne wypływy wód podziemnych stwierdzono m.in. na stoku misy Jez. Ostrowite. Ze względu na dużą jego głębokość można przypuszczać, że w jeziorze tym znajduje się więcej tego rodzaju wypływów.

Wypływy wód podziemnych w PNBT należą do rzadkości. Jest to związane ze specyficzną budową geologiczną, w której do głębokości od kilku do kilkunastu metrów dominują różnego rodzaju osady piaszczyste. Kilka



▲ Tafla Jez. Ostrowite
(fot. B. Nowicka)



wyptywów znajduje się wzdłuż południowych brzegów jezior Płesno i Główka. Ich wydajność jest niewielka, a większość z nich stanowią wycieki i wycięki. Jeden dość wydajny wyptyw wód podziemnych znajduje się w północnej części Parku, na przedłużeniu rynny Jez. Wielkie Krzywce.

Wody powierzchniowe

O dużej atrakcyjności przyrodniczej Parku Narodowego „Bory Tucholskie” decydują wody powierzchniowe. Na niespełna 50 km² powierzchni Parku występują obok siebie 23 jeziora i jeden sztuczny zbiornik wodny (w miejscu dawnego wyrobiska potołowego), gromadzące ponad 41 mln m³ wody.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Jez. Ostrowite** – największe i najcenniejsze przyrodniczo oligo-mezotroficzne jezioro harmoniczne Parku. Występują w nim 52 gatunki roślin, z których 36 to rośliny naczyniowe (69%), 13 ramienice (25%), a 3 to mszaki (Chmara 2006, Zdanowski i in. 2004). Cechą wyróżniającą ten zbiornik jest duża przejrzystość wody (od 8 m w sierpniu do 4 m w czasie wiosennego rozwoju fitoplanktonu). Wody mają odczyn obojętny i należą do siarczanowo-wodorowęglanowo-magnezowo-wapniowych (Wicik 2002a). Wysoka alkaliczność i obojętny odczyn wód przy dnie powodują, że jezioro jest mało podatne na zakwaszenie. Jezioro to daje początek Strudze Siedmiu Jezior.



◀ Źródło w lesie
(fot. W. Marszelewski)

Towarzyszą im niewielkie obszarowo torfowiska wysokie, przejściowe i niskie, które zajmują łącznie 3,4% powierzchni Parku.

Pod względem składu chemicznego wody jeziorne w PNBT można podzielić na dwie grupy. W pierwszej znajdują się wody jezior położonych w zlewni Strugi Siedmiu Jezior. Do drugiej grupy należą wody pozostałych jezior oraz ich nielicznych, niewielkich i okresowych dopływów i odpływów.

Jeziora znajdujące się na szlaku przepływu Strugi Siedmiu Jezior charakteryzują się wodami wodorowęglanowo-wapniowymi (Zdanowski i in. 2004). Przewodność elektrolityczna wody wynosi od 220 do 240 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ w warstwach powierzchniowych oraz od 210 do 320 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ w warstwach naddennych. Zawartość wapnia waha się od 41 do 59 $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Odczyn wody jest alkaliczny i wynosi od pH 7,0 do pH 8,5. Wody tych jezior są wzbogacone w fosfor. Wzrost zawartości fosforu następuje w jeziorach położonych wzdłuż Strugi Siedmiu Jezior. Najwyższe wartości (do 0,096 $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ fosforu całkowitego) stwierdzono w jeziorach Skrzyńka i Mielnica, co wynika także z oddziaływania cofki Jez. Charzykowskiego. Równocześnie koncentracja azotu jest w tych jeziorach niższa w porównaniu z drugą grupą jezior (oligotroficznych i kwaśnych), w których procesy nitrifikacji przebiegają wolniej, ze względu na kwaśny odczyn wody. Ogólnie jednak wody jezior Parku charakteryzują się małą zawartością fosforu (średnio 0,07 $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) i azotu (średnio 1,1 $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Koncentracje te są niższe o 30–40%, w porównaniu z wartościami charakterystycznymi dla innych regionów Polski.

Jezióra zakwalifikowane do drugiej grupy charakteryzują się kilkakrotnie mniejszą mineralizacją wód. Przewodność elektrolityczna wody nie przeważa $100 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, zawartość wapnia niższa od $16 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, a odczyn wykazuje dużą zmienność: od pH 4,9 do pH 8,4. Niewielka jest także zawartość chlorków ($2,0\text{--}5,7 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$), magnezu i sodu (poniżej $2,5 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) oraz potasu (poniżej $1,0 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Jeziora te podzielono na „bardzo słabo zasolone” oraz „o nieco większym zasoleniu” (Zdanowski i in. 2004). Do jezior bardzo słabo zasolonych (suma jonów $< 1,0 \text{ mval} \cdot \text{dm}^{-3}$, przewodność elektrolityczna wody $< 35 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, zawartość wapnia $< 4 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) zaliczono: Gacno Małe, Gacno Wielkie, Głuche, Kacze Oko, Kocioł, Kociotek, Nierybno i Rybie Oko. Do jezior o nieco większym zasoleniu (suma jonów od $1,0$ do $2,0 \text{ mval} \cdot \text{dm}^{-3}$, przewodność elektrolityczna wody od 35 do $90 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, zawartość wapnia od 4 do $15 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$) zaliczono: Błotko, Krzywce Małe, Krzywce Wielkie i Olbrachta.

Jezióra Parku, na tle innych jezior Polski, są stosunkowo mało zasobne w składniki odżywcze. Zawartość azotu i fosforu jest o ok. 30% mniejsza, a ubogie podłoże, jakim są piaski sandrowe powoduje, że procesy wewnętrznego zasilania w fosfor są słabe (Zdanowski in. 2004). Mimo to jeziora są

▼ Jez. Ostrowite
(fot. A. Nadolna)



zróznicowane pod względem cech hydrochemicznych i biologicznych. W niewielkiej odległości od siebie występują jeziora humusowe (od oligohumusowych po polihumusowe jeziora dystroficzne), jak i jeziora harmoniczne znajdujące się na różnym etapie ewolucji troficznej. Te pierwsze mają charakter bezodpływowy. Występują w kociołkach (jeziora: Kocioł, Kociotek, Kacze Oko, Rybie Oko, Jez. Głuche) lub w rynnach (jeziora: Nierybno, Olbrachta, Małe Gacno, Wielkie Gacno, Wielkie Krzywce, Błotko, Małe Krzywce). Położenie ma wpływ na stopień izolacji poszczególnych zbiorników. Jeziora w obrębie rynien występują w podporządkowanym układzie kaskadowym, przez co zbiorniki niżej położone pozostają w kontakcie hydraulicznym z wyższymi (Nowicka 2002). Relacje te są skomplikowane i zależą od warunków lokalnych.

Zakwaszanie jezior bezodpływowych następuje w wyniku kwaśnych deszczy oraz dopływu substancji humusowych, pochodzących ze ściółki (niecałkowity rozkład igliwia) lub spływu po pniu (Gonet i in. 1994, Kraska i in. 1999). Wzrost zawartości tych substancji sprzyja pochłanianiu promieniowania słonecznego, a przez to zahamowaniu wzrostu roślinności podwodnej i zmiany zasięgu jej występowania, aż do zaniku (Gos, Banaś 1999; Szmeja, Bociąg 2004). W konsekwencji na jeziorze pojawia się pło zbudowane z acydofilnych mszaków torfowiskowych (np. jeziora: Rybie Oko, Kacze Oko). O podatności jezior na zakwaszanie decydują właściwości buforowe wody (alkaliczność, odczyn oraz zawartość węgla wapnia). Istotne są tu związki z wodami podziemnymi, na które wpływ wywiera lokalny klima-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jez. Kacze Oko** – położone w kociołku, co warunkuje jego okrągły kształt i znaczną głębokość sięgającą 5,4 m, przy stosunkowo małej powierzchni (ok. 0,28 ha). W strefie przybrzeżnej porośnięte jest płem torfowcowym. Jest to jezioro dystroficzne, polihumusowe, o miękkiej wodzie, której przewodność elektrolityczna jest równa $39 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$. Bardzo niskie zdolności buforowe wody sprzyjają zakwaszaniu zbiornika.



◀ Jezioro Kacze Oko
(fot. J. Suchożebrski)

tyczny bilans wodny. Najmniejszą alkalicznością i ubóstwem wapnia charakteryzują się wody jezior Kocioł i Rybie Oko (Zdanowski, Stawecki 2004). Odczyn wody tych jezior jest niższy od pH 5,0. Są one równocześnie zaliczane do bardzo podatnych na zakwaszenie. Pozostałe jeziora bezodpływowe charakteryzują się nieco mniejszą podatnością na zakwaszenie. Z badań nad historią jezior PNBT wynika, że oligotrofizacja lub dystrofizacja może być zjawiskiem wtórnym i zależnym od zmian warunków hydrogeologicznych oraz pokrycia zlewni (Milecka 2005; Milecka, Bogaczewicz-Adamczyk 2006). Na przyspieszenie procesów dystrofizacji jezior ma również wpływ działalność człowieka, która poprzez zręby zupełne drzewostanu sosnowego w zlewni bezpośredniej jeziora i przeoranie gruntu pod nowe nasadzenia prowadzi do uruchomienia procesów erozji ściółki leśnej (Bociąg 2003; Kraska i in. 1998).

Do najcenniejszych zbiorników bezodpływowych PNBT zalicza się oligohumusowe jeziora lobeliowe, których strefy litoralne porastają rzadko spotykane w Polsce skąpożywne zbiorowiska roślinne zaliczane do iseotydwów: *Lobelia Dortmanna* L., *Isoëtes lacustris* L. i *Littorella uniflora* L. Rośliny te licznie występowały w okresie późnoglacialnym, gdy obszary północnej Polski objęte były wpływami borealnymi. Wraz z kolejnymi fluktuacjami klimatu i roślinności porastającej ten obszar, iseotydy zanikały bądź ponownie zaznaczały swoją obecność. Bardzo intensywny ich rozwój, trwający przez ostatnich kilkaset lat, został współcześnie zahamowany na skutek zakłócenia naturalnych procesów przyrodniczych przez człowieka (Milecka 2005).



WARTO ZOBACZYĆ

- **Jez. Gacno Wielkie** – bezodpływowe jezioro lobeliowe, oligohumusowe, dobrze natlenione, o głębokości ok. 7 m. Woda jeziora zawiera bardzo mało składników mineralnych, stąd jej niskie przewodnictwo elektrolityczne (ok. $30 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; Zdanowski i in. 2004). Do głębokości 1,5 m, na piaszczystym dnie występuje lobelia jeziorna (*Lobelia Dortmanna* L.) oraz wytwócznik skrętoległy (*Myriophyllum alterniflorum*); na osadach organicznych rosną natomiast elisma wodna (*Luronium natans*) oraz jeżogłówka pokrewna (*Sharganium angustifolium*). Dno porasta poryblin jeziorny oraz mszaki (*Sphagnum denitiatum* i *Warnstorfia exannulata*), które stanowią ponad 90% masy roślinnej w jeziorze (Szmeja, Chmara 2006).

◀ Jezioro lobeliowe
Wielkie Gacno
(fot. B. Grabowska)



◀ Ujście Strugi Siedmiu Jezior do Jez. Charzykowskiego (fot. K. Bosek)

Do najlepiej rozpoznanych jezior lobeliowych PNBT należą Gacno Małe, Gacno Wielkie i Nierybno. W Jez. Gacno Wielkie – oprócz brzożycy jednokwiatowej (*Littorella uniflora*) – stwierdzono obecność licznych populacji większości roślin wskaźnikowych dla jezior lobeliowych (Kraska i in. 1998). Znaczną powierzchnię misy tego akwenu zajmuje przybrzeżny, piaszczysty taras jeziorny o szerokości od kilku do kilkunastu metrów (Nowaczyk 1994). W czasie susz, gdy poziom wody znacząco się obniża, taras ten jest odsłonięty. W latach 90. XX w. stan wody w jeziorze obniżył się o 1,7 m. Miało to negatywny wpływ na cenną roślinność strefy litoralu np. na widłaka torfowego (*Lycopodiella inundata*) oraz mszaki i rosiczki.

Jeziora harmoniczne to jeziora rynnowe połączone ze sobą Strugą Siedmiu Jezior (Ostrowite, Zielone, Jeleń, Bęczak, Główka, Płęšno, Skrzynka i Mielnica). Najwyżej położone w kaskadzie jest oligo-mezotroficzne Jez. Ostrowite. Wraz z biegiem Strugi trofia jezior szybko wzrasta. Dwa ostatnie akwenty, znajdujące się pod wpływem cofki Jez. Charzykowskiego, mają już charakter eu-hypertroficzny.

Struga Siedmiu Jezior jest jedynym ciekim stałym w PNBT. Wypływa z Jez. Ostrowite (124,8 m n.p.m.), przepływa przez osiem jezior i uchodzi do Jez. Charzykowskiego (120,0 m n.p.m.). Długość Strugi Siedmiu Strug wynosi 9,4 km, w tym aż 7,8 km (83%) stanowią odcinki jeziorne (Jutrowska, Marszelewski 1998; Marszelewski, Jutrowska 1998). Przeciętny spadek Strugi Siedmiu Jezior jest równy 0,32‰. Lokalne spadki są jednak zróżnicowane: od 0,05‰ (odcinek ujściowy, tuż powyżej Jez. Charzykowskiego), do prawie 5,9‰ (odcinek między jeziorami Jeleń i Bęczak).



Na dynamikę przepływu wody w Strudze Siedmiu Jezior wpływ wywierają progi kamieniste, znajdujące się m.in. poniżej jezior Ostrowite, Jeleń i Płesno (Nowicka 2002). Wysokość progów wynosi od kilkunastu do nieco ponad 60 cm. Powodują one wzrost spadków lokalnych Strugi na odcinkach między jeziorami i tym samym zróżnicowanie profilu podłużnego cieku. Dobrym przykładem oddziaływania progów na kształtowanie profilu podłużnego Strugi jest odcinek między jeziorami Bełczak i Główka. Próg zbudowany jest z głazów, a przepływająca między nimi woda przypomina potok górski. W wyniku znacznego wzrostu, a następnie zmniejszenia spadku Strugi, zachodzą tu procesy typowe dla dolnego biegu cieku: akumulacja



◀ Struga Siedmiu Jezior
(fot. W. Marszelewski)

transportowanego materiału i usypywanie delty. Zjawiska te występują na odcinku 400 m. W przeszłości progi były niszczone, co powodowało zaburzenia w odpływie i pojawianie się małych wezbrań w dolnym odcinku Strugi. Obecnie nie obserwuje się tego rodzaju przypadków i utrzymywany jest stały poziom piętrzenia.

Innym zjawiskiem charakterystycznym dla ujściowego odcinka Strugi Siedmiu Jezior jest cofka powstająca w wyniku podparcia jej wód przez wody Jez. Charzykowskiego. W latach wilgotnych, przy stanach wody wyższych od 50 cm w Jez. Charzykowskim – następuje okresowe wyrównywanie poziomu wody, a nawet odwrócenie kierunku spadku jej zwierciadła na odcinku 2,3 km w górę Strugi (Nowicka 2003, 2007). Odcinek ten obejmuje jeziora Mielnica i Skrzyńka. Okresowy napływ wody do tych jezior z Jez. Charzykowskiego jest główną przyczyną ich odmiennego stanu troficznego w porównaniu z pozostałymi jeziorami zlewni Strugi Siedmiu Jezior.

Zasoby wodne zlewni Strugi Siedmiu Jezior, wyrażone odpływem jednostkowym, są zbliżone do średniej krajowej. Wyraźnie zaznacza się jednak przyrost odpływu wraz z biegiem Strugi, co związane jest głównie ze zwiększonym zasilaniem podziemnym. Odpływ jednostkowy wzrasta od ok. $0,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ poniżej Jez. Ostrowite do ok. $5,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ w dolnej części zlewni. Zaznacza się przewaga odpływu w półroczu letnim (o 30–40%) w porównaniu do półroczia zimowego. Na uwagę zasługuje zlewnia

▼ Łąki w Józefowie
(fot. B. Nowicka)



różnicowa Jez. Bęczak, poniżej którego odpływ jednostkowy nie tylko nie przyrasta, lecz maleje. Zjawisko to trudno wyjaśnić retencyjną rolą tego małego jeziora. Najprawdopodobniej część wody odpływa drogą podziemną w kierunku starego wyrobiska potorfowego. Sprzyja temu lokalny układ rynien subglacialnych.

Mokradła w PNBT zajmują przeważnie obszary sąsiadujące z jeziorami. Większość z nich jest pochodzenia jeziornego (limnogenicznego). Na podstawie zróżnicowania osadów, wyróżniono dwie główne grupy mokradeł: torfotwórcze, czyli torfowiska oraz nietorfotwórcze (Tobolski 2000).

Torfowiska należą do bardzo cennych obiektów w Parku. Charakteryzują się one najczęściej niewielkimi powierzchniami i określane są jako torfowiska kotłowe. Większość torfowisk posiada więź hydrologiczną z sąsiadującymi jeziorami. Wykazano istnienie zależności między wiekiem a rozmiarem torfowisk kotłowych. Najmłodsze należą równocześnie do najmniejszych i naj płytszych (głębokości od 3,7 do 7,5 m). Początek akumulacji biogenicznej w tych obniżeniach przypada na okres borealny (Tobolski 2006).

Najciekawsze torfowiska kotłowe leżą w środkowej części PNBT wzdłuż linii wschód – zachód. Są one zlokalizowane przy brzegach jezior Kocioł i Kociołek, na zachód od tych jezior – w trzech zagłębieniach całkowicie wypełnionych torfem oraz przy zbiornikach wodno-torfowiskowych Rybie Oko i Kacze Oko (Tobolski i in. 2006). W większości (wyjątkiem jest Kacze Oko) znajdują się one poza ogólnie dostępnymi szlakami turystycznymi.

Głównym i dobrze widocznym elementem torfowiska przy Jez. Kocioł jest pas pła otaczającego lazurową wodę, z kilkoma gatunkami mchów torfowców (*Sphagnum*) i skąpożywnymi roślinami naczyniowymi (m.in. bagno zwyczajne *Ledum palustre*, rosiczka okrągłolistna *Drosera rotundifolia* i turzyca bagienna *Carex limosa*). Powierzchnie torfowisk całkowicie wypełnionych osadami porasta rzadki drzewostan sosnowy oraz rośliny torfowiskowo-borowe (Tobolski i in. 2006). Roślinność porastająca pozostałe torfowiska jest wykształcona podobnie. Torfowiskowa część zagłębienia Jez. Rybie Oko zdominowana jest przez mchy torfowce i wełniankę pochwowatą (*Eriophorum vaginatum* L.).

Do największych w Parku należą torfowiska w ujściowym odcinku Strugi Siedmiu Jezior, które przylegają do jezior Mielnica i Skrzyńka. W ich budowie geologicznej wyróżniono dwie główne warstwy biogeniczne: gytie wapienną zalegającą na piaszczystym podłożu oraz torf (Gałka 2006). Miąższość gytii dochodzi do 10 m, a zawartość wapnia przekracza niekiedy 80%. W spągowej części torfu dominują korzenie turzycowatych oraz rzadko spotykane korzenie zachylnika błotnego (*Thelypteris palustris*). Stropowa część torfu zbudowana jest z mchów torfowców. Oznacza to, że torfowiska towarzyszące tym jeziorom dopiero od niedawna, nabierają cech torfowisk przejściowych (Gałka 2006). Wyniki badań geologicznych wskazują także,

iz powierzchnia łączna jezior w ujściowym odcinku Strugi Siedmiu Jezior, uległa zmniejszeniu o blisko 45%.

Wykorzystanie wód

Wykorzystanie wód Parku Narodowego „Bory Tucholskie” jest ograniczone prawie wyłącznie do zarybień, wspomagających naturalny stan gatunków charakterystycznych oraz do odłowów regulacyjnych. Zabiegi te związane są z czynną ochroną w ekosystemach wodnych. Tego typu ochrona realizowana jest od 1997 r., czyli od czasu przejścia ich w zarząd PNBT. Od 2009 r. wszelkie zabiegi ochronne prowadzone są na podstawie planu ochrony Parku. Zgodnie z jego zapisami, priorytetowym celem ochrony jest zachowanie naturalnej specyfiki biocenotycznej jezior.

Spośród 23 jezior położonych na terenie PNBT, zabiegami czynnej ochrony objętych jest aktualnie kilka jezior o łącznej powierzchni 463,62 ha. Są to następujące jeziora: Ostrowite, Zielone, Jeleń, Bełczak, Główka, Płesno, Skrzynka i Mielnica oraz Wielkie Krzywce. Pozostałe zbiorniki objęte są ochroną ścisłą lub zachowawczą i prowadzone są na nich wyłącznie odłowy kontrolne co 5 lat. W sytuacji, gdy liczebność gatunków charakterystycznych dla danego typu jeziora jest niższa od stanu normatywnego, w jeziorach objętych zabiegami czynnej ochrony dokonywane są zarybienia. Niska liczebność niektórych cennych gatunków ryb wynika z prowadzenia gospodarki rybackiej w latach poprzedzających utworzenie parku narodowego. Dotyczy to przede wszystkim ryb z rodziny góbielowatych (sielawa i sieja) oraz ryb drapieżnych, takich jak szczupak, węgorz i sandacz. W odniesieniu do tych gatunków, oprócz zarybień stosowana jest ochrona w czasie tarła i limitowanie odłowów amatorskich. O wielkości zarybień poszczególnych jezior decydują wyniki obserwacji, odłowów kontrolnych oraz regulacyjnych.

Ważnym zabiegiem ochronnym jest prowadzenie odłowów regulacyjnych. Odłowy te dotyczą gatunków, które na skutek niewłaściwego składu ilościowego ichtiofauny, a w szczególności niskiej liczebności drapieżników, wykazują tendencję do szybkiego wzrostu populacji i zajmowania niszy ekologicznych innych gatunków. Prawidłowość ta dotyczy głównie ryb karpiowatych, w tym płoci, leszcza i karasia srebrzystego. Odłowami objęte są także gatunki obce dla rodzimej ichtiofauny, takie jak karp, tołpyga biała i pstra. Obecność tych gatunków w wodach PNBT spowodowana została ich sztucznym wprowadzeniem przez dzierżawców wód, w latach poprzedzających utworzenie Parku oraz migracją z jezior położonych w najbliższej okolicy.

W PNBT wykorzystuje się wodę na potrzeby szkółki leśnej w Klosnowie (Nadleśnictwo Rytel). Ujęcie znajduje się w południowej części Jez.



Ostrowite. Od kwietnia do września pobór wody wynosi średnio od 4 do 6 tys. m³ na miesiąc. Jest to jedyne ujęcie wody powierzchniowej na obszarze Parku. Wykorzystanie wód w przeszłości było znacznie większe. Na mapie F. L. Schröttera z początku XIX w. zaznaczono dwa młyny zlokalizowane na Strudze Siedmiu Jezior. Pierwszy (tzw. Nowy Młyn) znajdował się między jeziorami Bęczak i Główka, a drugi (tzw. Pilla Mühle) między jeziorami Płesno i Skrzyńka. Z opracowania G. Kowalewskiego (2006) wynika, że



◀ Żaby jeziorkowe (*Rana lessonae* Cam.) na liściach nenufarów (fot. B. Nowicka)

w tym drugim miejscu znajdował się raczej tartak, lub młyn i tartak jednocześnie.

Jakość wód

Jakość wód jeziornych Parku Narodowego „Bory Tucholskie” jest dobra lub bardzo dobra. Zdecydowana większość normatywnych wskaźników ich zanieczyszczenia odpowiada I lub II klasie czystości (Kudelska, Cydzik 1983). Najlepszą jakość wody posiadają jeziora bezodpływowe, zaliczone do grupy drugiej: Gacno Małe, Gacno Wielkie, Głuche, Kocioł i Nierybno (Gwoździński i in. 2001a). Jezioro Krzywce Wielkie zakwalifikowano do klasy I/II. W pozostałych akwenach, w tym w Jez. Ostrowite, poważnym problemem jest niska zawartość tlenu lub całkowity jego brak w głębszych warstwach w lecie oraz podczas występowania pokrywy lodowej (Marszelewski 2006, Marszelewski i in. 2006). Ponadto w naddennych warstwach kilku jezior (Bęczak, Główka, Jeleń, Płesno, Zielone) występuje okresowo nadmierne stężenie fosforu całkowitego. Mimo okresowych niedoborów tlenu wody Jez. Ostrowite zakwalifikowano do I klasy czystości.

Badania jezior PNBT udokumentowały duże zróżnicowanie warunków tlenowych (Marszelewski i in. 2006). W wielu przypadkach, stwierdzone warunki tlenowe są niekorzystne dla ekosystemów jeziornych. Do najgroźniejszych należą deficyty i okresowe braki tlenu pojawiające się nawet w jeziorach płytkich.

Jakość wód Strugi Siedmiu Jezior jest dobra. Najlepszą charakteryzują się górne jej odcinki, między jeziorami Ostrowite i Zielonym oraz Zielonym i Jeleń (Gwoździński i in. 2001b). Spośród kilkunastu wskaźników fizyczno-chemicznych jedynie utlenialność nieznacznie przekroczyła wartość progową dla I klasy czystości (Jutrowska, Goszczyński 1998). Parametry jakościowe Strugi ulegają jednak nieznacznemu pogorszeniu wzdłuż jej biegu. Struga, przepływając przez kolejne jeziora, wzbogaca swoje wody w materię organiczną. Zawartość chlorofilu „a” wzrasta z 12,8 (poniżej Jez. Zielonego) do $51,6 \mu\text{g} \cdot \text{dm}^{-3}$ (przy ujściu do Jez. Charzykowskiego). Wzrasta także zawartość związków fosforu i materii organicznej, wyrażonej w BZT₅. Wartości wszystkich wskaźników nie przekraczają jednak norm II klasy czystości wód (Kudelska, Cydzik 1983).

Zagrożenia wód

System hydrologiczny Parku Narodowego „Bory Tucholskie” jest złożony i bardzo „wrażliwy” na wszelkie wymuszenia zewnętrzne. Oznacza to, że

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jezioro Mielnica** – ostatnie z 8 jezior przez które przepływa Struga Siedmiu Jezior (znajduje się pod wpływem oddziaływania Jez. Charzykowskiego). Jest to bardzo płytki akwen o głębokości przekraczającej nieco 1 m, typu eu-hypertroficznego. Duża zawartość biogenów i niewielka głębokość sprzyjają intensywnemu zarastaniu jeziora. Stwierdzono w nim występowanie stosunkowo bogatej i licznej ichtiofauny (11 taksonów).

skutki ingerencji człowieka w stosunki wodne obszaru są często trudne do przewidzenia. Szczególnie podatne na zagrożenia są jeziora bezodpływowe, które bardzo silnie reagują na wszelkie zmiany w dostawie wody, a w szczególności na spadek zasilania atmosferycznego. Może to prowadzić np. do degradacji ich stref litoralnych w wyniku odślonięcia. Nieodwracalna przebudowa cech fizycznych i chemicznych może tu się dokonać bardzo szybko ze względu na małą objętość wody oraz brak możliwości jej wymiany. Jeziora te są podatne zarówno na acidyfikację, jak i eutrofizację.

Większa część Parku ma podłoże o bardzo małych zdolnościach buforowych ze względu na znikomą zawartość koloidów mineralnych (Wicik 2002a). To pozbawia je zdolności sorbowania pierwiastków chemicznych. Wody opadów infiltrując w przypowierzchniową warstwę litosfery, intensyfikują wymywanie pierwiastków zawartych w organicznych i mineralnych poziomach gleb. W pierwiastki te wzbogacają się wody powierzchniowe i przypowierzchniowe. Nadzwyczaj czułe na wszelkie zmiany są poziomy gleb pod ściółkami leśnymi. Odślonięcie ich na zrębach całkowitych, prowadzi do silnego przesuszenia oraz przyspiesza mineralizację substancji organicznej. Usunięte z tych poziomów duże ilości składników mineralnych i organicznych mogą być jednocześnie źródłem eutrofizacji wód powierzchniowych. W obrębie stromych stoków kociołków lub rynien dość łatwo uruchomić liniowe i obszarowe spływy powierzchniowe ściółek, a także materiału mineralnego. Wibracje gruntu w sąsiedztwie stref krawędziowych jezior oraz wypływów i wysięków wody powodowane przez transport ciężkiego sprzętu i ładunków, mogą wywołać nawet osuwanie się stoków.

Zagrożenia wynikające z działalności człowieka wiązały się z rozbudową systemu sztucznego drenażu w obrębie Parku. Został on utworzony w celu obniżenia poziomu wody na terenach mokradeł. W konsekwencji doprowadziło to do przesuszenia części torfowisk. Aktualnie działania te zostały przerwane, a władze PNBT podejmują próby zahamowania odpływu z nich wody poprzez przegradzanie ujściowych odcinków rowów. Niezależnie od tego, na stosunki wodne PNBT wpłynęła budowa progów piętrzących na Strudze Siedmiu Jezior. Część z nich zbudowana jest z nieustabilizowanych narzutów kamiennych. W efekcie obserwuje się częste ich uszkodzenie. Prowadzi to do gwałtownego zaburzenia warunków odpływu, a przez to m.in. do zmian geometrii koryta Strugi Siedmiu Jezior.

Kolejnym przejawem antropopresji, który może mieć wpływ na stosunki wodne w Parku, są ujęcia wody. Najważniejszym jest ujęcie powierzchniowe z Jez. Ostrowitego. Jednakże, jak wykazały badania bilansu wodnego tego jeziora przeprowadzone w latach 2000 i 2001, przy obecnym poborze wody, ujęcie to nie ma istotnego wpływu na jego zasoby wodne.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Jezioro Jeleń** – typowe jezioro rynnowe o powierzchni 48,8 ha i głębokości maksymalnej 10,9 m. Przepływająca z niego Struga Siedmiu Jezior kieruje się głębokim i malowniczym jarem w kierunku Jez. Bełczak. W miejscu wypływu Strugi z jeziora, wykształcił się szuwar wąskopątkowy (*Typhaetum angustifoliae*). Obok niego rosną turzyce (m.in. dziubkowata, nitkowata, ciborowata), a także wąkrota zwyczajna (*Hydrocotyle vulgaris*), mięta wodna (*Mentha aquatica*) i rdestnica pływająca. Tuż obok widoczny jest zespół „lilii wodnych”, w którym dominują grzybienie białe (Boiński 2004). Wzdłuż południowego brzegu jeziora rośnie zwarty łąk jałowcowatego, a także (należący do najrzadszych w kraju) widłak wroniec (*Huperzia selago*).



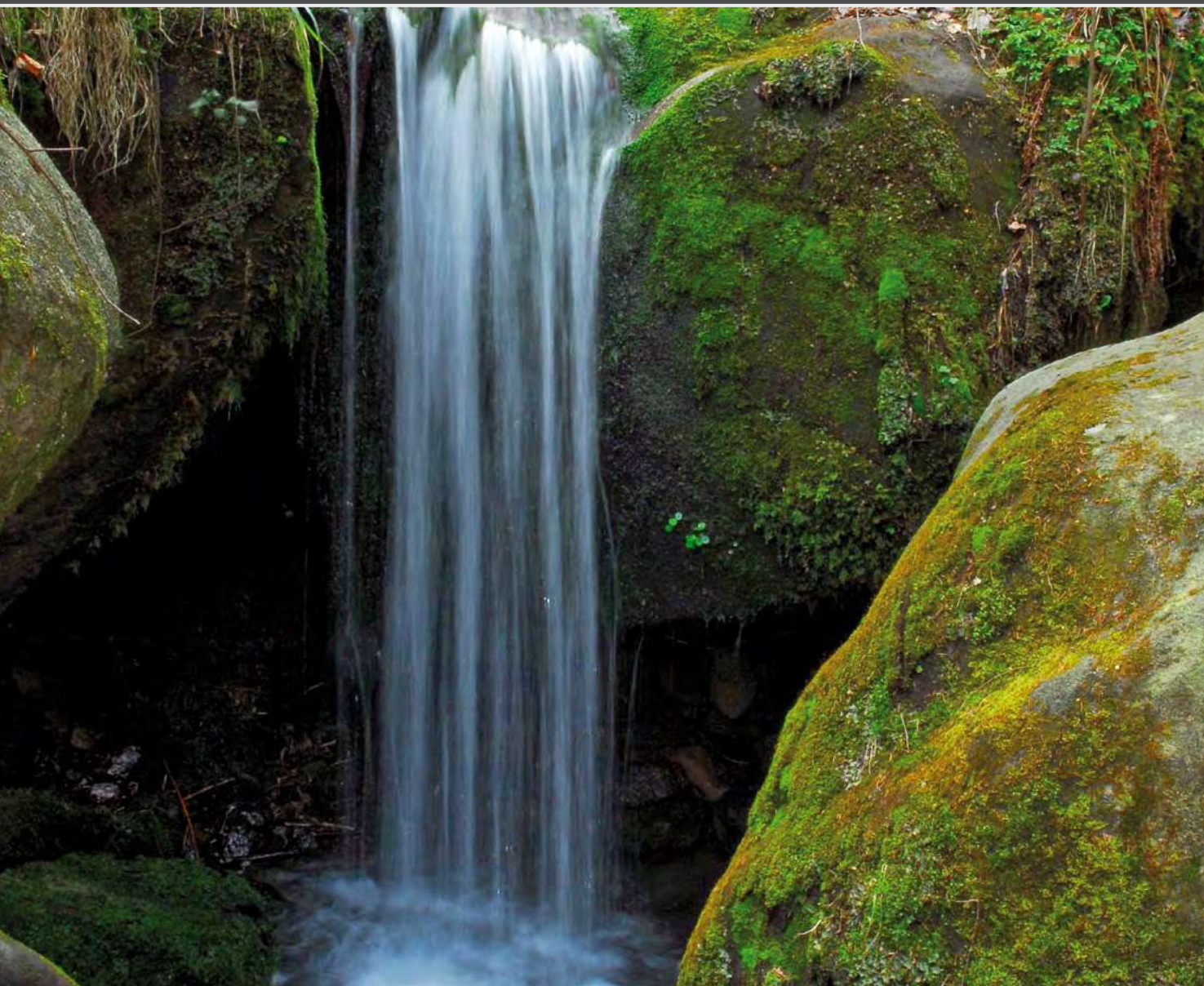


◀ Jezioro Kociot
(fot. W. Błoniarz)



Wody w parkach narodowych Polski

PARK NARODOWY GÓR STOŁOWYCH



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Wodospady Pośny

(fot. T. Mazur)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Park Narodowy Gór Stołowych

Paweł Jokieli, Przemysław Tomalski



www.pngs.com.pl

Położenie

Park Narodowy Gór Stołowych (PNGS) znajduje się w południowej części województwa dolnośląskiego przy granicy z Republiką Czeską. Zajmuje on południowy fragment mezoregionu Gór Stołowych. Pod względem geograficznym należy on do makroregionu Sudetów Środkowych, będącego częścią podprovincji Sudetów z Przedgórzem Sudeckim, prowincji Masywu Czeskiego (Kondracki 2001). Najwyżej położonym punktem PNGS jest forma skalna o nazwie „Fotel Pradziada” na Szczelińcu Wielkim (919 m n.p.m.). Najniższy punkt (ok. 395 m n.p.m.) znajduje się natomiast przy północno-wschodniej granicy Parku, u podnóża Krawędzi Radkowskiej, w dolinie jednego z prawych, bezimiennych dopływów Pośny. PNGS powstał 16 września 1993 r. na bazie istniejącego od 1981 r. Stołowogórskiego Parku Krajobrazowego. Powołano go przede wszystkim w celu ochrony przyrody nieożywionej, a w szczególności jedynej w Polsce gór o budowie płytowej. Dodatkową ochroną rezerwatową objęto ok. 1,75% obszaru PNGS. Stanowią go rezerваты przyrody: „Szczeliniec Wielki” o powierzchni 50,26 ha, „Błędne Skały” (dawniej „Dzikie Jamy”) zajmujący 21,14 ha oraz prawie dwukrotnie większy rezerwat „Wielkie Torfowisko Batorowskie” (dawniej „Wielkie Jezioro”; 39,53 ha). Po stronie czeskiej znajduje się Obszar Chronionego Krajobrazu Ziemia Broumowska (*Chráněná krajinná oblast Broumovsko*). Obszar ten zajmuje powierzchnię ok. 410 km², a utworzono go w 1991 r. W jego ramach najwyższą ochroną (tzw. strefa I) objęto 8,5% powierzchni, tworząc narodowe rezerваты przyrody („Adrspasko-Teplickie Skały”, „Broumowskie Ściany”) oraz rezerваты przyrody (np. „Ostasz”), a także inne formy

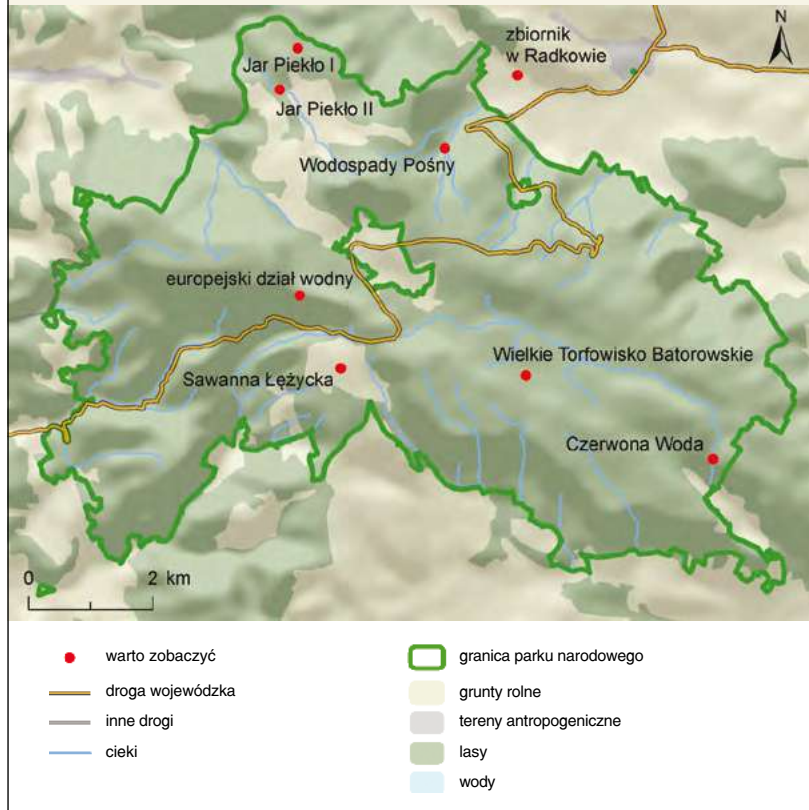


METRYKA PARKU

Data utworzenia: 16 września 1993 r.
Powierzchnia: 63,40 km²
Gęstość sieci rzecznej: 2,75 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 2,84 km⁻²
Liczba oczyszczalni ścieków: 10

Park Narodowy Góry Stołowe

miejsca, które warto zobaczyć



WARTO ZOBACZYĆ

- **Zbiornik w Radkowie** – położony w obrębie osady Borek, tuż za granicą Parku, ok. 2 km na zachód od Radkowa. Utworzony został w latach 70. XX w. jako zbiornik rekreacyjny dla ośrodka wypoczynkowego Kopalni Węgla Kamiennego „Piast”. Zapora konstrukcji ziemnej ustawiona w dolinie Czerwonogórskiego Potoku tworzy zalew o powierzchni ok. 5 ha i pojemności ok. 0,02 mln m³. Obecnie jest on miejscem rekreacji (kajaki, rowery wodne, wędkarstwo) dla mieszkańców i turystów przebywających w okolicach Radkowa. W sierpniu 2009 r. zbiornik zamknięto z powodu przekroczenia dopuszczalnych norm paciorkowca kałowego. Obok zbiornika biegnie żółty szlak turystyczny.

ochrony, np. pomniki przyrody. Na tych terenach przyroda podlega ścisłej ochronie, a w ich pobliżu zabronione jest: budownictwo, górnictwo, zmiany warunków krążenia wody oraz inne działania powodujące zmiany w środowisku (CHKO Broumovsko 2010).

Jako ciekawostkę warto przytoczyć fakt, iż odkrycie uroków „skalnej rzeźby” zawdzięcza się osiemnastowiecznym pruskim budowniczym fortyfikacji, którzy Góry Stołowe – w tym Szczeliniec Wielki – pragnęli zamienić w ciąg fortyfikacji. Już w 1790 r. minerzy pruscy wysadzili wiele skałek (m.in. na Szczelińcu Wielkim) oraz zasypali szereg istniejących tam szczelin. Dopiero wizyta króla Prus Fryderyka Wilhelma II, a później wielu innych osobistości, jak np. J. W. Goethego, sprawiły, że zwrócono uwagę na unikatowy charakter istniejących tu formacji skalnych i zrezygnowano z dalszych prac przy fortyfikacjach.

Jeszcze w czasach historycznych całe Góry Stołowe porastał głównie dolneregłowy bór świerkowo-jodłowy oraz kwaśna buczyna sudecka, a lokalnie

– jaworzyna górska. Dziś znaczny odsetek gór (91% powierzchni PNGS) zajmują bory (ok. 58 km²). Są to jednak niemal w całości drzewostany sztuczne. Dominują przede wszystkim jednowiekowe bory świerkowe (40–80 lat), których udział w powierzchni zalesionej wynosi aż 85%. Tylko w niżej położonych częściach PNGS znaleźć można bardziej zróżnicowany drzewostan z domieszką buka, jawora, modrzewia, brzozy i jodły, zaś w szczytowych partiach gór pojawiają się też reliktywne, suboceaniczne bory sosnowe (świeże i suche) – np. na Szczelińcu Małym (Jędryszczak 1999).

Podstawową osobliwością przyrodniczą Parku są różnej wielkości i genezy formy skalne. Ochrona tych form (m.in. ścian, urwisk, skałek, grzybów, itp.) polega jednak nie tylko na zapobieganiu ich dewastacji (np. uszkodzeniom mechanicznym), ale także – a może przede wszystkim – na ochronie bardzo specyficznych ekosystemów wykształconych dzięki ich istnieniu. Jednym z podstawowych celów ochrony przyrody w PNGS jest też zachowanie, a jeśli to tylko możliwe – odbudowa naturalnego systemu krążenia wody. Jest to realizowane poprzez sukcesywne eliminowanie obiektów przyśpieszających jej drenaż oraz przebudowę drzewostanów do stanu zgodnego z naturalnym. Aby skutecznie chronić przyrodę na terenie PNGS i nie dopuścić do przenikania niekorzystnych oddziaływań spoza jego terenu, utworzono dodatkowo strefę ochronną (otulinę) o powierzchni ponad 105 km² (Zgorzelski 1999a, b). Nie zmienia to jednak faktu, iż nadal w obrębie granic Parku znajdują się dwie enklawy wyłączone spod jego jurysdykcji (rejon Karlowa i Kamieniołom w Radkowie), zaś na terenie Parku wydobywane są w licznych ujęciach zarówno wody powierzchniowe, jak i podziemne.



▲ Metuja w Adrspasko-Teplickich Skałach (fot. P. Jokieli)



◀ Szczeliniec Wielki i Szczeliniec Mały (fot. T. Kandefer)

Budowa geologiczna i rzeźba

Góry Stołowe są przykładem unikatowych na skalę europejską gór płytowych. Zajmują one osiową część Niecki Śródsudeckiej należącej do paleozoicznej struktury Sudetów i Bloku Przedsudeckiego (Pożaryski 1974). Skąły budujące ten obszar osadzały się głównie w basenach morskich wieku górnokredowego. Trwało to ok. 8 milionów lat, a zróżnicowanie warunków sedimentacji spowodowało odkładanie się naprzemianlegle piaskowców oraz serii mułowcowych i marglistych.

Najwyżej położone są „górne” piaskowce ciosowe (tzw. ortokwarcyty turońskie), najbardziej odporne na wietrzenie. Mają one liczne pionowe pęknięcia (ciosy) oraz są wyraźnie poziomo uławiczone (cios pokładowy). Nieco niżej zalegają piaskowce margliste oraz margle ilaste i mułowce, które są zdecydowanie mniej odporne na erozję i jednocześnie słabiej przepuszczają wodę. Pod nimi występują środkowe i dolne serie piaskowców ciosowych, rozdzielone mułowcami, zaś w podłożu górotworu zalegają permskie piaskowce i zlepieńce. W południowo-zachodniej części parku występują też bloki skał krystalicznych, należące do karbońskiego, granitowego batolitu kudowskiego (Migoń, Zwiernik 2006).

Pochodną budowy geologicznej jest charakterystyczna dla tej grupy górskiej rzeźba charakteryzująca się piętrowym układem progów strukturalnych. Dwa główne progi (brzeżny i wewnętrzny) związane są odpowiednio ze środkową i górną serią piaskowców ciosowych, które rozdziela falista, zdenurowana równina zbudowana ze skał mniej odpornych na wietrzenie (margle i mułowce). Najwyżej położone są stoliwa Skalniaka, Naroźnika oraz Szczelińca Wielkiego ograniczone progiem wewnętrznym. Ich wysokości dochodzą do 900 m n.p.m. Próg brzeżny najwyraźniej zarysowany jest od strony północno-wschodniej (okolice Radkowa – do 200 m wysokości względnej). Od strony zachodniej jego wysokość względna sięga 150 m, a od południa, na kontakcie z granitoidem kudowskim obniża się do 30–40 m. Wysokości bezwzględne obszaru ograniczonego progiem brzeżnym mieszczą się w granicach od 650 do 700 m n.p.m. Deniwelacje w tej części Gór Stołowych dochodzą do 400 m, co sprawia, że w Polsce mogą one być porównywane jedynie z wysokościami względnymi występującymi w masywie Tatr Wysokich. Z rejonu Karłowa na szczyt Szczelińca Wielkiego wiedzie 665 schodków, które w końcu XVIII w. wykuł miejscowy sołtys Franz Pabel. Jest on uważany za pierwszego w Europie przewodnika, bowiem w 1813 r. otrzymał od króla Prus stosowny certyfikat. Nieco inny charakter rzeźby występuje w południowo-zachodniej części PNGS położonej w obrębie batolitu kudowskiego. Występują tu liczne, głęboko wcięte doliny (o wysokościach względnych 60–100 m) oraz kopulaste ostańce denudacyjne (Chmal i in. 1999).



Wody podziemne

Obszar Parku Narodowego Gór Stołowych zaliczany jest do Subregionu Sude-tów w Regionie Środkowej Odry. Występowanie wód podziemnych w PNGS związane jest przede wszystkim z uszczelinionymi, kredowymi piaskowca-mi ciosowymi. Górny kompleks wodonośny posiada zwierciadło przeważ-nie swobodne, zwykle współkształtne z powierzchnią terenu. Kompleks ten jest mało zasobny i dobrze zdrenowany przez liczne, ale małe wypływy wód podziemnych oraz wąwozy i dolinki potoków. Współczynnik filtracji wodo-nośnych piaskowców zawiera się w przedziale od 3,6 do 86 $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$, a miąż-szość strefy zawodnionej wynosi średnio ok. 40 m, rzadko przekraczając 100 m, choć lokalnie jest znaczna, np. w Karłowie wynosi aż 172 m (No-wicki 2009, Pacia 1999). Utworami podścielającymi dla wód tego komplek-su są mułowce wapnisto-krzemionkowe i krzemionkowo-glaukonitowe.



WARTO ZOBACZYĆ

- **Wodospady Pośny** – położone powyżej Drogi Stu Zakrętów, składają się z kilku kaskad i grup bystrzy wykształconych w obrębie północno-wschodniego progu brzeźnego (Krawędź Radkowska). Przed II wojną światową wybudowano tu gospodę dla turystów podążających z Radkowa na Szczeliniec Wielki. Dodatkową atrakcją zapewniały zastawki, podnoszone po wniesieniu opłat przez turystów, podpiętrżające wodę w potoku i zwiększające jej ilość. Funkcjonowała tu również widoczna na starych fotografiach fontanna. W okresie powojennym obiekty te rozebrano, a dolina potoku została zdrenowana w celu budowy i eksploatacji ujęcia wód dla Radkowa. Obecnie wodospady funkcjonują tylko okresowo w czasie wysokich stanów wód. Do wodospadów najłatwiej dotrzeć niebieskim szlakiem ze Szczelińca Wielkiego lub z rejonu zbiornika w Radkowie.

◀ Widok z Radkowskich Skal na Szczeliniec Wielki (fot. T. Kafander)

Pod nimi znajduje się dolny kompleks piaskowcowy o dużych i trwałych zasobach. Występuje on na całym obszarze PNGS, a zwierciadło wody podziemnej jest w nim przeważnie napięte (wody subartezyjskie). Współczynnik filtracji dla jego wodonośnych piaskowców wynosi od 3,6 do 780 $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$, a średnia miąższość strefy zawodnionej ok. 30 m. W miejscach okien hydrogeologicznych (brak warstwy napinającej zwierciadło – serii mułowcowej) tworzy się jeden kompleks wodonośny o swobodnym zwierciadle wody. W spągu kompleksu dolnego znajdują się słabo przepusz-



czalne piaskowce i zlepieńce permskie. Zdecydowanie najstąbiej zawodniona jest południowo-zachodnia część PNGS, gdzie wody podziemne krążą w systemie spękań i uskoków występujących w granitoidach karbońskich batolitu kudowskiego (Herbich i in. 2009).

Główny kierunek spływu wód podziemnych w obu kompleksach wodonośnych górnej kredy jest zgodny z ułożeniem podstawowych jednostek geologicznych i odbywa się z północnego-zachodu na południowy-wschód (Kowalski 1980, Pacia 1999). Jedynie w północno-wschodniej części PNGS układ ten jest zaburzony przez istnienie wysokiego progę brzeżnego. Wsku-

▲ Niewielkie źródło w Górach Stołowych (fot. P. Jokiel)

tek tego, drenaż wód podziemnych obu kompleksów odbywa się w kierunku północno-wschodnim (Nowicki 2009).

Ważną rolę w odwadnianiu obszaru PNGS i transzycie wód podziemnych w kierunku wschodnim i południowo-wschodnim pełni główny uskok tektoniczny Gór Stołowych, biegnący wzdłuż linii: Karlów – Batorów – Polanica Zdrój. Zbiera on wody infiltrujące w masyw skalny i wprowadza je do systemu dalekiego krążenia. W efekcie przedostają się one do strefy penetracji juwenilnego dwutlenku węgla (CO₂) i po nasyceniu nim, wypływają między innymi, jako polanickie pieniawy (szczawy).

Występowanie źródeł i innych wypływów wód podziemnych w PNGS związane jest przede wszystkim z progami strukturalnymi. W związku z tym wypływy pojawiają się zwykle w położeniu zboczowym lub podzboczowym (u podstawy progów). Zdecydowanie rzadziej występują wypływy dolinne. Najślabiej reprezentowane są natomiast wypływy grzbietowe (występują tylko w masywie Skalniaka), gdyż w większości przypadków szczytowe partie piaskowców ciosowych posiadają bardzo dobre parametry filtracyjne, co sprzyja głębokiej infiltracji wody w górotwór.

Większość źródeł w PNGS reprezentuje descenzyjny typ wypływów. Nieliczne źródła ascenzyjne (podpływowe) położone są w południowo-zachodniej części masywu Gór Stołowych, już poza granicą PNGS. Źródła Gór Stołowych należą do wypływów średnich i małych i charakteryzują się małą zmiennością wydajności.

Wypływy wód podziemnych w Górach Stołowych występują w wielu przypadkach w postaci zespołów źródeł, wysięków, wycieków, wykapów i młak. Najrozleglejsze, liczne skupiska wypływów wód podziemnych znajdują się na południowych stokach Gór Stołowych, np. na zboczu Lustrzanej Góry (najwyżej położony zespół źródeł w PNGS; 720–780 m n.p.m.) oraz u podnóża Urwiska Batorowskiego, gdzie występują one w formie linii wypływów. Przeważnie zespoły wypływów nie mają wyraźnie wykształconych nisz, a ich łączne wydajności nie są duże.

Inny charakter mają wypływy zlokalizowane w północno-wschodniej części PNGS dające początek m.in. Cedronowi i Pośnie oraz ich dopływom. Ich nisze źródłiskowe są zwykle wyraźnie wykształcone, a wydajności wyższe i mniej zmienne, niż w południowej części Parku. W niszach tych, częściej niż na południu, dostrzec też można dobrze wykształcone źródła skalno-szczelinowe (Nowicka 1999).

Różnice między wypływami w częściach południowej i północno-wschodniej PNGS wynikają z budowy geologicznej i rzeźby terenu. Warstwy piaskowca ciosowego posiadają zwykle upad w kierunku południowo-wschodnim. W efekcie rzędne wypływów maleją także w tym kierunku. Jednocześnie północno-wschodnia krawędź erozyjna górotworu jest bardzo wysoka i rozcina piaskowce ciosowe aż do ich permskiej podstawy. Powoduje to

WARTO ZOBACZYĆ

● **Europejski dział wodny** – rozdziela on zlewiska Morza Bałtyckiego i Morza Północnego. Przez Park Narodowy Gór Stołowych kontynentalny dział wodny przebiega mniej więcej południkowo: od Pasterki na północy po Łężyce Górne na południu. Tą „granicę hydrologiczną” można zobaczyć w obrębie Skalniaka w miejscu, w którym zielony szlak do Batorowa odchodzi od czerwonego szlaku z Karlowa do Błędnych Skał. Odległość w linii prostej z tego punktu do Morza Bałtyckiego wynosi 405 km, podczas gdy do Morza Północnego – 590 km. Skalniak, przez który przebiega europejski dział wodny, to drugi co do wysokości szczyt Gór Stołowych. W jego zachodniej części znajduje się rezerwat „Błędne Skały”, na wschodzie natomiast znajduje się – posadowiony tuż nad Lisią Przełęczą – tzw. „Fort Karola”. Wznosił go w roku 1790 major von Rauch z rozkazu Fryderyka Wielkiego. Miał on być częścią umocnień obszaru Gór Stołowych wraz z nieodległym Szczelińcem Wielkim. Szczęśliwie projekt ten nie doczekał się realizacji, a fort stopniowo popadał w ruinę. Do dziś zachowały się tylko fragmenty muru z resztkami bramy i oknem.

Charakterystyka ilościowa źródeł w Górach Stołowych (Kowalski 1980, zmienne)

Kategoria	Klasy wydajności wg O. Mainzera			
	IV (6–28 dm ³ · s ⁻¹)	V (0,6–6 dm ³ · s ⁻¹)	VI (0,06–0,6 dm ³ · s ⁻¹)	VII (0,01–0,06 dm ³ · s ⁻¹)
Liczba wypływów	7	30	113	16
Udział [%]	4	18	68	10

włączanie do obiegu lokalnego wód pochodzących z głębszego (dolnego) kompleksu wodonośnego. Tym też należy tłumaczyć znaczne i mało zmienne wydajności wypływów w tej części Gór Stołowych (Kowalski 1980).

W przypadku gdy odpływ jest utrudniony (np. na powierzchniach zrównań), grupy wypływów wód podziemnych występują w postaci młak (mokradła źródłiskowych. Takie wypływy dają początek m.in. Czermnicy i Trnkawie (masyw Skalniaka). Prawdopodobnie tego typu mokradłem było osuszone już obecnie, Wielkie Torfowisko Batorowskie. Zupełnie inny charakter mają wypływy wód podziemnych z granitoidów batolitu kudowskiego. Tworzą one niezbyt wyraźne linie wypływów ciągnące się wzdłuż dolin: Kudowskiego Potoku, Czermnicy i Dańcówki (Kowalski 1980, Nowicka 1999).

PNGS położony jest na obszarze Głównego Zbiornika Wód Podziemnych Kudowa Zdrój – Bystrzyca Kłodzka (nr 341) o charakterze porowo-szczelinowym, gdzie średni moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi 3,44 dm³ · s⁻¹ · km². Zgromadzone w nim dynamiczne zasoby wód podziemnych są duże, a dyspozycyjne sięgają 50 tys. m³ · d⁻¹. Jakość wód w tym zbiorniku jest zadowalająca. Nie zidentyfikowano również poważniejszych zagrożeń dla ich jakości. Obszar Parku leży w obrębie jednolitej części wód podziemnych nr 110, cechującej się współczynnikiem filtracji od 1 do 10 m · d⁻¹ oraz średnim stopniem izolacji (Staśko, Michniewicz 2007).

Wody powierzchniowe

W Górach Stołowych biorą początek ciekі należące do dwóch zlewisk mórz Bałtyckiego i Północnego. W związku z tym masyw ten rozdzielony jest europejskim działem wodnym, który przebiega przez Park Narodowy Gór Stołowych z północy na południe. Do zlewiska Morza Północnego należą ciekі zlewni Metuji, spływające z Gór Stołowych w kierunku zachodnim. Metuja wpada do Łaby. Natomiast do zlewiska Morza Bałtyckiego należą ciekі przepływające przez pozostałą część Parku, należące do zlewni Bystrzycy Dusznickiej i Ścinawki, uchodzące do Nysy Kłodzkiej, która z kolei



▲ Wycieki ze szczelin w piaskowcach (fot. P. Jokiel)

kończy bieg oddając wodę Odrze. Zarówno Bystrzyca Dusznicka, jak i Ścinawka należą do najbardziej „kapryśnych” i powodziogennych rzek sudeckich.

Według najnowszego podziału Polski, uwzględniającego scalone części wód powierzchniowych (SCWP), obszar PNGS należy do dwóch regionów wodnych: Metuji (SCWP nr SO 1202) oraz do dwu obszarów regionu środkowej Odry (SCWP o numerach: SO 0904 oraz SO 0907). Jakość wód



powierzchniowych w obrębie wyróżnionych jednostek jest dobra bądź zadowalająca i nie są one aktualnie objęte żadnym specjalnym programem ochronnym. Relatywnie najgorsza sytuacja występuje w SO 0907 obejmującym system Ścinawki. Zagrożone degradacją są tu właściwie wszystkie części wód powierzchniowych (Plan gospodarowania..., 2008). Do PNGS należy jednak niewielka część tej zlewni, a w szczególności źródłowe odcinki Pośny i Cedronu, które z racji swego położenia nie są na razie narażone na degradację.

▲ Czermnica koło Błędnych Skał
(fot. J. Korybo)





◀ „Stołowa woda”
(fot. T. Kandefer)

Sieć rzeczna PNGS nie jest gęsta i ma charakter decentryczny (odwodnienie odbywa się we wszystkich kierunkach). Brak większych cieków tranzytowych jest wręcz korzystny, bowiem w Parku nie występuje problem dostawy zanieczyszczonych wód rzecznych spoza jego obszaru. Układ sieci rzecznej zależy przede wszystkim od budowy geologicznej i tektoniki górotworu. W miejscach występowania na powierzchni piaskowców górnokredowych, sieć rzeczna ma dwudzielny charakter. Na obszarach zrównań jest ona uboga i dominują tam pojedyncze, stosunkowo długie cieki o małych spadkach płynące często przez obszary podmokłe (np. Czerwona Woda). W strefach krawędziowych potoki mają zawsze duże spadki i niewyrównany bieg (liczne bystrza i małe wodospady, głębokie wąwozy). Są one jednak mocno zróżnicowane pod względem przepływów. Potoki odwadniające PNGS w kierunku północnym i wschodnim są zasobne w wodę, ale giną zwykle w rumoszu skalnym i zwietrzelinie, tworząc poniki (np. dopływy Pośny i Żidovki). Pozostałe cieki w strefach krawędziowych są liczne, ale krótkie i wachlarzowato ułożone. Prowadzą też wyraźnie mniej wody, niż wyżej opisane, przy czym pochodzi ona najczęściej wyłącznie ze stref źródliskowych (np. Kamienny Potok, Kudowski Potok, Cedron).

Na obszarze zbudowanym ze skał krystalicznych batolitu kudowskiego, sieć rzeczna jest lepiej rozwinięta, a potoki płyną głęboko wciętymi dolinami z licznie występującymi wypływami wód podziemnych.

Cieki w Parku drenują niemal wyłącznie góry, mało zasobny kompleks wodonośny i dlatego dość szybko reagują na wzrost zasilania (opady, roztopy). O małej retencyjności tego kompleksu świadczy też szybkie obniżanie się przepływów w potokach w okresach bezopadowych. Niżówki rozwijają się szybko i są głębokie. Powoduje to dużą nieregularność sezonową odpływu rzecznej. Najmniej zmienne są przepływy Czermnicy, najbardziej – Mostowej Wody. Cieki PNGS odznaczają się reżimem śnieżno-deszczowym, z dwoma wezbrzeniami (roztopowe – większe, opadowe – mniejsze) i wyraźnie zaznaczonym letnio-jesiennym okresem niżówkowym. Odpływy jednostkowe w czasie wezbrań roztopowych mogą przekraczać $30 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, co jednak w skali Sudetów nie jest wartością dużą. W czasie niżówek i susz odpływy te zmniejszają się natomiast do poniżej $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Rozległe powierzchnie zrównań ze słabo przepuszczalnym podłożem powodują w PNGS trudności w odprowadzaniu wody. Powstają zatem lokalnie korzystne warunki do formowania się obszarów podmokłych. Najbardziej charakterystyczne dla PNGS są mokradła stałe, których jest 45 i zajmują one łącznie powierzchnię aż 132 ha. Są one przeważnie wykształcone jako torfowiska wysokie (zasilane wodami opadowymi) bądź przejściowe (z większym udziałem zasilania wodami podziemnymi). Największym

Charakterystyka głównych cieków

Nazwa	Recypient
Żidovka	Metuja
Czermnica	Metuja
Kudowski Potok	Metuja
Dańczówka	Metuja
Pośna	Ścinawka
Kamienny Potok	Bystrzyca Dusznicka
Czerwona Woda	Bystrzyca Dusznicka

Parku Narodowego Gór Stołowych (Nowicka 1999)

Powierzchnia zlewni [km ²]	Odwadniana część PNGS [%]	Średni odpływ jednostkowy [dm ³ ·s ⁻¹ ·km ⁻²]	Wybrane cechy charakterystyczne
8,8 (w granicach Polski)	5,0	12–15	<ul style="list-style-type: none"> – początek potoku u podnóża Ptasiej Skały (masyw Skalniaka) – doliny Židovki i jej dopływu Piekło – bardzo głębokie, miejscami o charakterze wąwozów
7,7 (cała zlewnia)	6,0	12–15	<ul style="list-style-type: none"> – potok wypływa z Długiego Mokradła – zlewnia w granicach PNGS prawie w całości zalesiona – duży spadek i niewyrównany bieg
11,9 (do ujścia Czermnicy)	11,0	12–15	<ul style="list-style-type: none"> – początek potoku u podnóża Skał Kłębek (masyw Skalniaka) – w dolnej części dolina głęboko wcięta z licznymi wypływami wód podziemnych
13,4 (po ujściu dopływu spod Gołaczowa)	9,0	12–15	<ul style="list-style-type: none"> – początek cieku u podnóża Lisiego Grzbietu – dolina głęboko wcięta na całej długości; w dolnej części liczne wypływy wód podziemnych – duży udział powierzchni niezalesionych (tzw. Sawanna Łęzycka) – ujęcie wód powierzchniowych poniżej Darnkowa – liczne mniejsze ujęcia na dopływach rozpoczynających się spod Lisiego Grzbietu
50,0 (cała zlewnia)	7,0	ok. 15,0	<ul style="list-style-type: none"> – w PNGS znajduje się tylko odcinek źródłowy potoku – duże spadki doliny i prawie całkowicie zalesione w parkowej części zlewni – bardzo gęsta sieć rzeczna – liczne wypływy wód podziemnych – w strefie źródłiskowej znajduje się ujęcie wody
53,9 (cała zlewnia)	8,0	ok. 14,0	<ul style="list-style-type: none"> – początek cieku u stóp Naroźnika – wiele lewostronnych dopływów odwadniających podnóże Urwiska Batorowskiego – w obrębie PNGS znajduje się tylko niewielka część zlewni tego potoku – potok tworzy mały wodospad w okolicy Skał Puchacza
20,1 (cała zlewnia)	23,0	ok. 16,0	<ul style="list-style-type: none"> – początek cieku pod Lisim Grzbietem – brak dopływów lewostronnych – dopływy prawostronne odwadniają liczne mokradła źródłiskowe u podnóża Lisiej Przełęczy, Białych Skał i Skalnej Furty – w zlewni znajduje się Wielkie Torfowisko Batorowskie – płynie wzdłuż linii głównego uskoku tektonicznego: Karłów – Batorów – struga tworzy niewielki wodospad powyżej Batorowa

► Pośna
(fot. T. Kandefer)



◄ Źródłowy odcinek
potoku przy drodze
nad Urwiskiem Batorowskim
(fot. J. Korybo)



▲ Pełnik europejski
(*Trollius europaeus* L.)
zwany różą kłodzką
(fot. T. Kandefer)

◄ Czerwona Woda
(fot. T. Kandefer)

obiektem spośród nich jest Wielkie Torfowisko Batorowskie (rezerwat). Ma ono powierzchnię 60,55 ha i znajduje się w zlewni Czerwonej Wody. Na zachód od niego, w rejonie Białych Skat i Skalnej Furty, występują liczne mniejsze mokradła. Drugim liczącym się obszarem torfowiskowym jest masyw Skalniaka. Mokradła, które tu funkcjonują, z racji swego położenia (znajdują się na najwyższym poziomie erozyjnym) mają charakter ombrogeniczny (wyłącznie zasilanie atmosferyczne). Największymi z nich są Długie Mokradło (dające początek Czermnicy) oraz Krągłe Mokradło (Nowicka 1999).

Nieco inny charakter mają w PNGS okresowo podmokłe łąki bagienne. Obszary te są cennymi przyrodniczo siedliskami wielu chronionych gatunków, z których najbardziej znane to pełnik europejski (zwany różą kłodzką) uważany za symbol tych okolic oraz ciemiężca zielona, storczyk szero-kolistny i zimowit jesienny. Najbardziej znaną spośród tego typu łąk jest tzw. Sawanna Łężycka. Zajmuje ona obszar Rogowej Kopy na południe od Lisiego Grzbietu. Roślinność trawiasta rozwinęła się tutaj na powierzchni

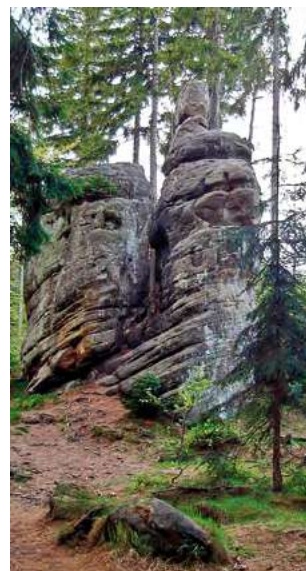
▼ Wielkie Torfowisko
Batorowskie
(fot. T. Kandefer)



zrównania między dwoma progami strukturalnymi: brzeżnym i wewnętrznym. Na lekko pofalowanym obszarze występują z rzadka rozrzucone ostańce piaskowcowe (Łężyckie Skałki) oraz nieliczne drzewa o parasolowatych koronach. Krajobraz ten przypomina nieco afrykańską sawannę – stąd nazwa Sawanna Łężycka (Park Narodowy Gór Stołowych 2010).

Wykorzystanie wód

Położenie Parku Narodowego Gór Stołowych na dziale wodnym powoduje, że formujące się tu zasoby wodne nie są narażone na zanieczyszczenia pochodzące z zewnątrz (wyłączając kwaśne deszcze). Fakt ten wykorzystywany był już na początku ubiegłego wieku, kiedy powstała tu sieć ujęć wody dla okolicznych miejscowości (Nowicka 1999). Pierwsze z nich zbudowano w celu zaopatrzenia w wodę najstarszego w Sudetach uzdrowiska w Kudowie-Zdroju. Miasto to jest po dziś dzień największym odbiorcą wody pozyskiwanej z terenu Parku. Z okresu przedwojennego pochodzą ujęcia Karłowskie oraz Błazejowickie (górne i dolne). Pierwsze z nich zlokalizowane jest na obszarze źródłiskowym Dańczówki – u podnóża Skalniaka. Składa się na nie sześć studni z systemem drenów ujmujących z głębokości od 3 do 8 metrów wodę, występującą w rumoszu skalnym. Poprzez studnie redukcyjne i odstojniki kierowana jest ona do stacji uzdatniania (chlorowni) w Błazejowicach. Wydajność tego systemu wynosi ok. $700 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$. Ujęcia Błazejowickie mają bardzo podobną budowę. Górne położone jest na terenie Parku



▲ Grupa skałek w Górach Stołowych (fot. P. Jokiel)



◀ Dańczówka (fot. T. Kandefer)



WARTO ZOBACZYĆ

● **Czerwona Woda** – najdłuższy i największy ciek Parku Narodowego Gór Stołowych; jest lewostronnym dopływem Kamiennego Potoku; bierze swój początek z niewielkich wypływów wód podziemnych u podnóża Lisiego Grzbietu. Na terenie Parku spadek rzeki jest niewielki, gdyż płynie po powierzchni zrównania, nawiązując swym biegiem do głównego uskoku tektonicznego Gór Stołowych. Na tym odcinku rzeka nie przyjmuje żadnych lewostronnych dopływów, natomiast wiele jest tu krótkich dopływów prawostronnych. Odwadniają one liczne mokradła źródłiskowe funkcjonujące u podnóża Lisiego Grzbietu, Białych Skał i Skalnej Furty. Wypływając z Parku w okolicy Batorowa, Czerwona Woda tworzy malowniczy wodospad składający się z kilku kaskad. Swą nazwę potok zawdzięcza brunatno-czerwonemu kolorowi wody, pochodzącemu od związków humusowych wypłukiwanych z torfowisk. Dolinę Czerwonej Wody można w granicach Parku przemierzyć Kręgielnym Traktem (dozwolony niestety ruch samochodowy) lub Praskim Traktem (pieszo bądź rowerem).

◀ Czerwona Woda
(fot. T. Kandefer)



i składa się z 4 płytkich studni promienistych o sumarycznej wydajności $40 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$. Ujęcie dolne tworzy 7 podobnych studni o łącznej wydajności $400 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ (www.eko.kudowa.pl). Jako ciekawostkę warto wspomnieć, iż woda z Pośny była od końca XIX w. wykorzystywana jako woda przemysłowa w zakładzie obróbki piaskowca w Radkowie. Była przy tym dostarczana do hali obróbki kamienia, nieistniejącą dziś siecią podziemnych kanałów, a po wykorzystaniu – odprowadzana z powrotem do tej rzeki.

Nieco inny charakter posiada zbudowane w latach 60. XX w. ujęcie „Imka”. Tworzy je system studni wierconych, ujmujących wodę z głębokości ponad 40 m z dolnego, zasobnego w wodę kompleksu wodonośnego. Łączna wydajność ujęcia wynosi ok. $480 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$. Jeszcze inny charakter ma położone w otulinie Parku ujęcie „Dańczówka”. Jest to ujęcie wód powierzchniowych, przy czym woda gromadzona jest w powierzchniowym zbiorniku wodnym na Dańczówce, którego pojemność wynosi ok. 70 tys. m^3 , a powierzchnia sięga 3 ha. Wody użytkowe pobiera się tuż przy zaporze i przed chlorowaniem poddaje uzdatnianiu w dwukomorowych filtrach pospiesznych.

Na terenie PNGS działają jeszcze dwa duże ujęcia. Znajdują się one na północno-wschodnim progu brzeżnym, na obszarach źródliskowych potoków Pośna i Cedron i drenują dolny, bardzo wydajny kompleks wodonośny. Ujęcia te składają się z zespołu studni (zwykle promienistych) i ujętych wypływów wód podziemnych. W dolnej części ujęcia na Pośnie znajduje się zbiornik gromadzący zarówno wody powierzchniowe, jak i wody z systemu studni promienistych. Oba te systemy zaopatrują w wodę głównie Radków, Ratno i Wambierzyce. Poza wymienionymi wyżej, w PNGS działają też mniejsze, lokalne ujęcia wód. Odwadniają one głównie północne stoki Szczelińca Wielkiego oraz okolice Ostrej Góry, Bukowiny Kłodzkiej i Karłowa.

▲ Sawanna Łężycka
(fot. T. Kandefer)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Sawanna Łężycka** – tak nazywany jest kompleks podmokłych łąk znajdujący się u podnóża Narożnika i przy drodze z Dusznik Zdroju do Karłowa. Swą nazwę łąki te zawdzięczają podobieństwu do prawdziwej, afrykańskiej sawanny. Wynika ono z występowania luźno rozrzuconych ostańców piaskowcowych (Skałki Łężyckie) oraz drzew o parasolowatych koronach. Na podłożu ze słabopruszczalnych margli wykształciły się antropogeniczne zbiorowiska łąk bagiennych. Występują tu rzadkie gatunki roślin, a wśród nich najbardziej charakterystyczny – pełnik europejski. Wiosną, w okresie kwitnienia, łąki pokrywają się złocistymi kwiatostanami „kłodzkiej róży”.

Konsekwencją działania w PNGS licznych ujęć wód (powierzchniowych i podziemnych) przeznaczonych do celów komunalnych jest ograniczenie naturalnego odpływu z terenu Parku (przykładem może być okresowy zanik wody w korycie Pośny poniżej strefy ujęć) oraz problemy w utrzymaniu odpowiedniego uwilgotnienia lokalnych podmokłości (np. trudności w odbudowie ekosystemu Wielkiego Torfowiska Batorowskiego). Warto również zauważyć, że w PNGS dokonuje się przerzutów wody w skali międzyzlewniowej, np. między zlewniami Dańczówki i Kudowskiego Potoku.

Jakość wód

Wody podziemne w Parku Narodowym Gór Stołowych z reguły nie są narażone na zanieczyszczenie. Relatywnie najgorsza sytuacja pod tym względem występuje w rejonie enklawy Karłowskiej i Pasterki. Badania jakości wód w tych rejonach nie są jednak niestety regularnie prowadzone. Najbliższy granicom Parku punkt poboru prób wód podziemnych zlokalizowany jest w Darnkowie w dolinie Dańczówki i znajduje się już w jego otulinie. Należy on do krajowej sieci diagnostycznej, w której monitorowane

▼ Kamieniołom w Radkowie
(fot. T. Kandefer)



są płytkie, niezolowane poziomy wodonośne. Otwór drenuje piaskowce ciosowe kompleksu górnego (wodonosiec szczelinowaty), a wody mają charakter wodorowęglanowo-wapniowy ($\text{HCO}_3\text{-Ca}$). Jakość tych wód jest niestety zła. Zostały one zaliczone do IV klasy, co oznacza, że są niezadowolającej jakości, a normatywne charakterystyki fizykochemiczne są podwyższone, zarówno w wyniku naturalnych procesów zachodzących w wodach podziemnych, jak i wskutek migracji zanieczyszczeń antropogenicznych z ognisk powierzchniowych (Rozporządzenie..., 2008). W wodach tych, największe odstępstwo od normy zanotowano w przypadku charakterystyki TOC (Total Organic Carbon; Ocena..., 2010c). Znacznie podwyższony poziom TOC wskazuje na intensywny dopływ do wód podziemnych zanieczyszczeń ze ścieków bytowych, bowiem poziom TOC w ściekach komunalnych jest zwykle 200 razy większy, niż w naturalnych wodach podziemnych regionu (Zabiegała 2002).

Położenie PNGS sprawia, że jakość wód powierzchniowych jest tu przeważnie dobra. Brak jest w Parku cieków tranzytowych, które mogą dostarczać zanieczyszczenia spoza jego obszaru, a woda w odcinkach źródłowych potoków ma zwykle dobrą jakość. Widowym dowodem dobrej jakości tutejszych wód są liczne ujęcia funkcjonujące w PNGS oraz w jego otulinie. Wody w nich ujmowane są zazwyczaj tylko chlorowane i w takiej formie kierowane do odbiorców. Pośrednim wskaźnikiem stanu sanitarnego wody jest ichtiofauna zamieszkująca potoki w Parku. Niektóre żyjące tu gatunki są bowiem bardzo wrażliwe na obniżenie parametrów jakościowych wody. Obserwacje wykazały, że relatywnie najgorszą jakością wody w obrę-



WARTO ZOBACZYĆ

- **Wielkie Torfowisko Batorowskie** – objęte ochroną rezerwatową torfowisko wysokie, znajduje się w dolinie Czerwonej Wody przy Kręgielnym Trakcie, łączącym Batorów z Karłowem. Rezerwat utworzono w 1938 r.; po wojnie odtworzono go ponownie w roku 1958 (39,53 ha). W wyniku prowadzenia intensywnej gospodarki leśnej w wieku XIX i na początku XX w. teren został zdrenowany, a torfowisko w znacznym stopniu przesuszone i zdegradowane. Dziś, najbardziej wilgotną i najlepiej zachowaną jego część centralną zajmują płyty boru świerkowego rosnącego na torfie z drzewiastą formą sosny błotnej, turzycą siwą i torfowcem. Otoczenie stanowi dolno-reglowy bór świerkowy naturalny i pochodzący z nasadzeń. Mimo wielu zabiegów ekosystem torfowiskowy odradza się tu bardzo powoli i nadal trudno tu spotkać zespoły roślinne typowe dla tego rodzaju obiektów np. turzyce, rosiczki. Przez rezerwat nie prowadzi żaden szlak turystyczny. Jedynie jego południowo-wschodnim skrajem, wzdłuż leśnej drogi, wiedzie żółty szlak łączący Duszniki Zdrój z Karłowem.

◀ Mech torfowiec – Wielkie Torfowisko Batorowskie (fot. T. Mazur)



bie Parku odznaczają się Czerwona Woda oraz Piekło, w zlewniach których leżą odpowiednio Karłów i Pasterka, będące lokalnymi centrami obsługi ruchu turystycznego w PNGS (Zgorzelski 1999c).

Monitoring jakości i stanu sanitarnego wód powierzchniowych w Parku nie jest systematycznie prowadzony. Najbliższe stałe punkty pomiarowe, które zamykają zlewnie obejmujące fragment PNGS, zlokalizowane są w Szalejowie na Bystrzycy Dusznickiej (dane do roku 2006) oraz u ujścia Ścinawki do Nysy Kłodzkiej. Obie te rzeki zaliczone zostały do III klasy czystości wody, przy czym zadecydowała o tym głównie podwyższona zawartość substancji organicznych oraz wskaźniki bakteriologiczne. Charakterystyki te są ściśle związane z dostawą ścieków komunalnych i przemysłowych (Raport..., 2009b).

Zagrożenia wód

Zagrożeniem dla wód Parku Narodowego Gór Stołowych może być zarówno ich szcerpanie, głównie poprzez opisane wyżej ujęcia wody, jak i zanieczyszczenie, między innymi wskutek presji turystycznej i kwaśnych deszczów. Ilościowe ubożenie zasobów wodnych PNGS może być też efektem antropogenicznych zmian w strukturze sieci rzecznej. Najbardziej jaskrawym tego przykładem jest funkcjonująca do dziś sieć rowów odwadniających mokradła występujące na powierzchniach zrównań (długość ok. 19 km). Odprowadza ona nie tylko wody opadowe ze strefy aeracji, lecz drenuje również płytkie wody podziemne (zwietrzelinowe i skalne) kompleksu górnego, zwiększając wydatnie tempo krążenia wody i zmniejszając lokalną retencję. Efektem jest

▲ Jar Piekło I
(fot. T. Kandefer)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Jary Piekło I i Piekło II**

– te bardzo malownicze wąwozy położone są na północ od Pasterki tuż przy granicy z Czechami. Jary są głęboko wcięte, miejscami mają prawie pionowe ściany, a ich dno wystlane jest wielkimi głazami. Spływają nimi strugi o tej samej nazwie będące dopływami Rejsenckiego Potoku, który z kolei zasila Židovkę. Cieki te giną często w ponikach lub płyną w zwietrzelinie wyścielającej dna wąwozów, i niżej ponownie wypływają. Obiekty te są dostępne tylko dla wprawnych turystów ze względu na znaczne spadki terenu. W okolicy przebiega Ścieżka Skalnej Rzeźby i droga z Pasterki do granicy państwa.

okresowe przesuszenie znacznych obszarów Parku i zanik wody w korytach płynących tam potoków. Najwięcej tego rodzaju rowów znajduje się w górnych częściach zlewni Czermnicy i Pośnej oraz w środkowej części zlewni Czerwonej Wody (Nowicka 1999). Wykopane na początku XX w. rowy odwadniające przyczyniły się między innymi do degradacji objętego dziś ochroną rezerwatową Wielkiego Torfowiska Batorowskiego. Szczęśliwie wiele z nich zarosło i między innymi dlatego obserwuje się naturalną regenerację ekosystemu, zwłaszcza w jego centralnej części. Natomiast sąsiedni obszar Małego Torfowiska Batorowskiego został bezpowrotnie zdegradowany.

Podobną rolę pełnią liczne na terenie PNGS rowy przydrożne, funkcjonujące często jako ciek epizodyczne. Ich łączna długość wynosi ok. 112 km i przekracza sumaryczną długość naturalnych cieków stałych. Obiekty te istotnie przyspieszają odprowadzanie wód poza teren Parku, a co za tym idzie wpływają na zmniejszenie infiltracji i obniżenie zasobności wodnej obszaru (Zgorzelski 1999c).

Innego rodzaju zagrożenia stwarza funkcjonujący w PNGS (w wydzielonej enklawie) kamieniołom „Radków”. Składa się on z dwóch wyrobisk, oddległych od siebie o ok. 300 m, eksploatujących piaskowce ciosowe. Łomy znajdują się na północno-wschodnim progu brzeżnym (tzw. Krawędź Radkowska). Skutkiem eksploatacji piaskowca jest lokalne odwodnienie górotworu i występowanie niewielkiego leja depresyjnego oraz zakłócenie naturalnego odpływu w dolinach podciętych ścianami kamieniołomu.

Istotnym zagrożeniem dla jakości wód zarówno powierzchniowych, jak i podziemnych jest w PNGS obecność i stały rozrost miejsc obsługi ruchu turystycznego. Koncentrują się one głównie w Karlowie (wydzielonym z terenu Parku jako enklawa) oraz w Pasterce. Obserwowane zmiany ichtiofauny w ciekach odwadniających te tereny wskazują, że gospodarka wodno-ściekowa prowadzona w tych miejscowościach pozostawia wiele do życzenia. Specyficznym problemem jest też funkcjonowanie ścieżki turystycznej na Szczelińcu Wielkim. Zagęszczenie ruchu sprawia, że istniejące toalety nie są w stanie obsłużyć wszystkich chętnych, czego efekty (głównie zapachowe) są odczuwalne w trakcie upalnych dni. Biorąc pod uwagę fakt, że panują tu wyjątkowo korzystne warunki do infiltracji wód, istnieje realne ryzyko systematycznego zanieczyszczenia skalno-szczelinowych wód podziemnych w obrębie rezerwatu.

► Uskok Radkowski
(fot. T. Mazur)





A wooden signpost made of a gnarled tree trunk stands in a grassy field. A red rectangular sign is mounted on the trunk, featuring white text. The background shows a wide green field, a small stream or pond, and a line of trees under a clear sky. The top of the image is partially obscured by a dark grey banner containing text.

Wody w parkach narodowych Polski

PARK NARODOWY „UJŚCIE WARTY”

OBWÓD OCHRONNY
SŁOŃSK

Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Tablica informacyjna w PNUW. Na drugim planie rzeka Postomia
(fot. A. E. Ławniczak)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Park Narodowy „Ujście Warty”

Adam Choiński, Agnieszka E. Ławniczak,
Mariusz Ptak



www.pnujsciewarty.gov.pl

Położenie

Park Narodowy „Ujście Warty” (PNUW) został utworzony 1 lipca 2001 r. i jest najmłodszym spośród 23 parków narodowych w Polsce. PNUW jest położony w województwie lubuskim na terenach przygranicznych. Znajduje się on w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej, w makroregionie Kotliny Gorzowska (Kondracki 2001). Park powstał poprzez połączenie rezerwatu „Słońsk” powstałego w 1977 r. i będącego częścią tzw. Kostrzyńskiego Zbiornika Retencyjnego oraz tzw. Polderu Północnego, leżącego na prawym brzegu Warty.

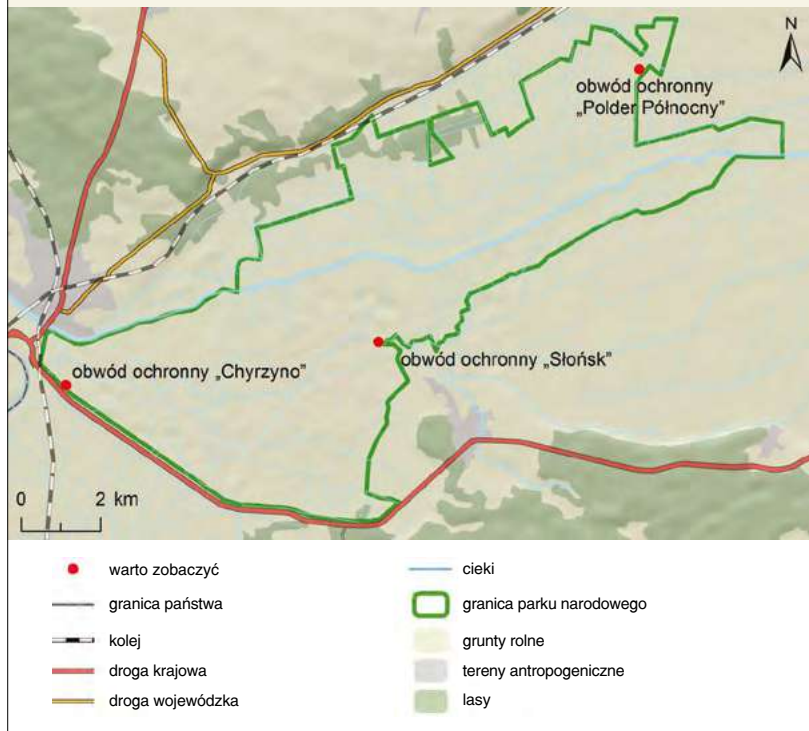
W Parku wydzielone są trzy obwody ochronne: „Chyrzyno”, „Słońsk” oraz „Polder Północny”. Ochroną ścisłą objęte jest 681,9 ha, zaś częściową 4015,4 ha. Ochronę krajobrazową wprowadzono na 3376,7 ha Polderu Północnego (www.pnujsciewarty.gov.pl). Lasy zajmują 81,73 ha, co stanowi jedynie 1,01% całkowitej powierzchni Parku. Ujściowy odcinek Warty, wraz z mocno rozbudowanym systemem melioracyjnym terenów przyległych, a także okresowe wlewy wód Odry do Warty nadają szczególnego charakteru temu terenowi. Flora i fauna Parku są bardzo bogate, a na szczególną uwagę zasługuje świat ptaków z ponad 250 gatunkami. W PNUW występuje liczna populacja bobrów. Park ten objęty jest programem ochrony Natura 2000 (www.natura2000.gdos.gov.pl). Od 1984 r. 7956 ha PNUW jest jednym z dwunastu obszarów wodno-błotnych w Polsce, znajdujących się pod międzynarodową ochroną w ramach tzw. Konwencji Ramsarskiej (www.ramsar.org).



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 lipca 2001 r.
Powierzchnia: 80,74 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,74 km · km⁻²
Gęstość źródeł: brak danych
Liczba jezior: 6
Liczba oczyszczalni ścieków: 1

Park Narodowy „Ujście Warty” miejsca, które warto zobaczyć



Budowa geologiczna i rzeźba

Park Narodowy „Ujście Warty” położony jest w obrębie monokliny przed-sudeckiej. Podłoże mezozoiczne w przekroju Kamień Mały – Czaplin – Lemierzyce zalega stosunkowo płytko, tj. ok. 160 m p.p.t. Jego strop tworzą utwory kredy górnej: wapienie, wapienie margliste i margle. Bezpośrednio na utworach mezozoicznych leżą utwory oligocenu (iły, mułowce i piaski z glaukonitem) o miąższości ok. 70 m, a na nich osady mioceńskie o miąższości ok. 10 m. Te ostatnie wykształcone są w postaci piasków, mułków, iłów i węgla brunatnych. Kompleks utworów czwartorzędowych ma miąższość ok. 100 m. Ich partię spągową tworzą piaski i żwiry rzeczne interglacjału mazowieckiego, o miąższości kilkunastu metrów. Przykryte są one zwartą powłoką piasków i żwirów wodnolodowcowych z okresu stadiału maksymalnego zlodowacenia warty. Miąższość ich wynosi ok. 60 m. Nad nimi zalegają holocenijskie piaski rzeczne o grubości ok. 10 m. Największą część powierzchni Parku pokrywają holocenijskie torfy o miąższości do kilku metrów. Niewielkie powierzchnie zajmują też mady i piaski rzeczne



(Skompski 1976). Osady występujące na powierzchni PNUW są półprzepuszczalne (Jaworski 1986).

Rzeźba PNUW jest wyjątkowo mało urozmaicona, co wynika z położenia na powierzchni terasy zalewowej Warty. Pod względem deniwelacji terenu, jest on najbardziej „płaskim” Parkiem Narodowym w Polsce. Najniższym punktem w Parku jest rzędna stanu wody Warty (zmienna, średnio ok. 10 m n.p.m.) w ujściu rzeki Postomi. Punkt najwyższej położony (ok. 16 m n.p.m.) znajduje się we wschodniej części Parku, nieopodal Kłopotowa. Mimo znacznego oddalenia od morza, PNUW należy – oprócz Słowińskiego Parku Narodowego – do najniższej położonych Parków na terenie Polski. Średnia wysokość terenu w Parku wynosi bowiem zaledwie 13 m n.p.m.

▲ Roślinność wodno-błotna
Postomi
(fot. A. E. Ławniczak)

Wody podziemne

Według podziału Polski na jednostki hydrogeologiczne, Park Narodowy „Ujście Warty” leży w Regionie Szczecińskim, w skład którego wchodzi Podregion Kotliny Kostrzyńskiej, sięgający w kierunku wschodnim do linii Dąbroszyn – Słońsk i leżący na wschód od niego Podregion Doliny Warty-Noteci. W pierwszym z nich najpłytszy użytkowy poziom wodonośny występuje w utworach czwartorzędowych na głębokości od kilku do 60 m, przy miąższości wodonośców od 10 do 30 m i wydajnościach studni od 30 do 60 m³·h⁻¹. W drugim podregionie główny użytkowy poziom wodonośny występuje także w osadach czwartorzędowych. Zwierciadło wody podziemnej

pojawia się już na głębokości kilku metrów, a miąższości wodonośców wynoszą od kilkunastu do 50 m. Wydajności otworów mieszczą się w przedziale $30\text{--}70\text{ m}^3\cdot\text{h}^{-1}$. Zwierciadło tego poziomu jest swobodne. Wodoprzewodność głównego, użytkowego poziomu wodonośnego na całym obszarze wynosi powyżej $500\text{ m}^2\cdot\text{d}^{-1}$. Wody tego poziomu wymagają tylko prostego uzdatniania. Obszar PNUW leży w obrębie jednolitej części wód podziemnych nr 35 (Dąbrowski i in. 2007).

Pierwszy poziom wód podziemnych na całym obszarze PNUW występuje bardzo płytko, tj. do 1 m p.p.t. Wahania stanu wód podziemnych w dolinie Warty są ściśle uzależnione od zmian stanów wód rzeki. Dotyczy to głównie obszaru na południe od Warty, który często jest zalewany. Na powierzchniach chronionych przed zalewem wód rzecznych, tj. na północ od Warty, wahania wód podziemnych uzależnione są od pracy systemów urządzeń odwadniających. Zasilanie wód podziemnych odbywa się głównie wiosną, tj. w czasie roztopów. Po tym okresie, do końca roku, a niekiedy nawet do kolejnych roztopów, zwierciadło wód podziemnych obniża się. Jedynie intensywne opady w miesiącach letnio-jesiennych zaznaczają się w przebiegu średnich miesięcznych stanów wód podziemnych (Ziętkowiak 2005a, b).

Wody powierzchniowe

Obecny układ wód powierzchniowych w Parku Narodowym „Ujście Warty” jest rezultatem silnej ingerencji człowieka. Sieć hydrograficzna na terenie dzisiejszego Parku miała charakter zbliżony do naturalnego jeszcze w pierwszej połowie XVIII w. (tzw. delta Warty). Od miejscowości Witnica do ujścia rzeki, głównym korytem Warty była wówczas dzisiejsza Stara Warta (Piasecka 1974). Rzeka omijała wtedy od strony północnej obszerne bagno z labiryntem wodnym, wypełniającym szeroką dolinę. Regulacja Warty nastąpiła w latach 1767–1785 i objęła osuszanie łągów warciańskich, budowę wału na odcinku od Gorzowa Wielkopolskiego do Kostrzyna oraz zmianę ujścia Warty wraz z budową obecnego koryta rzeki, tzw. Kanału Fryderyka Wilhelma. Ponadto wykonano mniejsze kanały i rowy melioracyjne (Graf i in. 2008). Skutkiem tych prac było zubożenie sieci hydrograficznej; np. dzisiejsze Jez. Kostrzyńskie (37,2 ha) stanowi niłą pozostałość dawnego wielkiego jeziora zajmującego obszar od Odry aż do Warty (Piasecka 1974, Ziętkowiak 2005a). „Uporządkowanie” bardzo złożonego systemu odnóg Warty spowodowało wyschnięcie niektórych z nich lub przekształcenie w starorzecza. Wszystkie te pracochłonne i kosztowne działania miały umożliwić zagospodarowanie i zasiedlenie niegościnnych dotąd terenów oraz stworzenie możliwości rolniczego ich wykorzystania (Duda 2007).

- ▶ Przy niskich stanach wody znaczne połacie Parku pokrywają łąki i zarośla (fot. A. Choiński)





◀ Wysokie stany wody
pod koniec zimy
(fot. A. Choiński)



Największą rzeką PNUW jest Warta, która rozdziela jego obszar na dwie części: południową i północną. Część południową zajmuje Kostrzyński Zbiornik Retencyjny, natomiast część północną stanowi tzw. Polder Północny. Oba te obszary mają bardzo zróżnicowane warunki hydrologiczne. W części południowej, Wartę zasila jej największy dopływ płynący na terenie Parku – Postomia. Jest to struga o długości 34,5 km i powierzchni zlewni 202,7 km². Największym dopływem Postomi jest Kanał Postomski (Roszkowski), biorący początek z Jez. Glinik. Powierzchnia zlewni kanału wynosi 434,8 km², a jego długość 62,6 km. Ponadto na terenie Parku znajdują się fragmenty starorzeczy Warty oraz Postomi, a także system przeważnie zdezastrowanych rowów i kanałów melioracyjnych, ułatwiających odprowadzanie nadwyżek wód pozostających po zalewach wezbraniowych (Ziętkowiak 2005a). Duża powierzchnia zalewów powstaje dzięki znacznemu oddaleniu obwałowań od koryta Warty na jej lewym brzegu.

Położenie obszaru Parku w widłach Odry i Warty sprawia, iż jego tereny są naturalnymi polderami pełniącymi funkcję przeciwpowodziową. Teren ten odznacza się dużą dynamiką zmian zwierciadła wody w krótkich przedziałach czasowych oraz stosunkowo niską powtarzalnością tych stanów w poszczególnych latach (Chylarecki, Kuczyński 1999). Średnie wahania stanów wody Warty w ciągu roku wynoszą 2,7 m, zaś maksymalne przekraczają 4,0 m (Choiński 1999). Najwyższe stany występują zimą i wczesną wiosną (od grudnia do kwietnia). W tym okresie pod wodą znajduje się ok. 3/4 powierzchni Parku. Najniższe stany notowane są latem i wczesną jesienią (od lipca do października; Chylarecki, Kuczyński 1999). Wpływ Warty na kształtowanie się poziomu wód jest średnio 1,5 raza słabszy (podczas dużych wezbrań nawet dwukrotnie) niż wpływ stanów wody w korycie Odry (Chylarecki, Kuczyński 1999).

Obszar rozlewiskowy oraz Postomia zasilane są dodatkowo nadwyżką wód z terenów meliorowanych znajdujących się poza Parkiem. Możliwe jest to dzięki pracy pompowni w Chyrzynie i Słońsku. Rozległemu zabagnieniu

▲ 1. Fragment dobrze rozwiniętej w PNUW sieci melioracyjnej (fot. K. Szoszkiewicz)

2. Postomia w okresie letnim (fot. A. Łąkowska)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Obwód ochrony „Polder Północny”** – rozległe łąki w północnej części Parku. Przebiega tam ścieżka o długości ok. 30 km, zwana „Na dwóch kółkach przez Polder Północny”. Jest ona dość trudna do przejechania z uwagi na podłoże. Znajduje się przy niej 20 tablic informacyjnych oraz trzy wiaty. Celem edukacyjnym ścieżki jest zapoznanie odwiedzającego z historią tego terenu oraz nauka rozpoznawania różnych gatunków roślin i zwierząt (Zalawski i in. 2008). Jeden z przystanków nazwany „Z historii melioracji”, prezentuje historię prac regulacyjnych i melioracyjnych wykonanych w dolinie dolnej Warty.

terenu, poza cyklicznymi zalewami, sprzyjają również małe spadki cieków. Sieć hydrograficzna Parku jest skomplikowana a odpływ powierzchniowy powolny (Choiński 1999).

„Żywotność” zastoisk oraz zmiany powierzchni starorzeczy zależne są od stanu wód Warty i Odry. Jeziora: Kiszki (4,3 ha), Ośniańskie (5,5 ha), Kapeloniaste (5,2 ha) oraz Głuche (3,4 ha) – z uwagi na silną zależność od wahań poziomu wody w rzekach, mają charakter okresowy. Wyjątek stanowi Jez. Kostrzyńskie (37,2 ha; Ziętkowiak 2005b). Cechuje się ono mulistym dnem i bujną roślinnością zarówno zanurzoną, jak i nawodną. W rybackiej klasyfikacji siedlisk reprezentuje ono typ linowo-szczupakowy (www.parki.pl). Jezioro to charakteryzuje się zmiennym poziomem wody w ciągu roku: od kilkunastu centymetrów w okresie letnim, do kilku metrów w okresie wiosennym. Stany wody zależą od wielkości zasilania wodami zalewowymi i poziomu zwierciadła wody podziemnej. Pozostałe cztery jeziora są dawnymi starorzeczami.

Odmienne warunki hydrologiczne panują w Polderze Północnym. Usypanie tu przyległego do Warty wału przeciwpowodziowego wpłynęło na znaczne obniżenie poziomów wód w stosunku do części południowej. Ustabilizowaniu uległy także wahania rzędnych tych poziomów. Na podmokłych łąkach

▼ Babie lato w PNUW
(fot. K. Szoszkiewicz)



występują liczne starorzecza oraz gęsta sieć rowów melioracyjnych i kanałów. Największymi z nich są Kanał Maszówek i Kanał Mały. W latach 70. XX w. na obszarze Polderu Północnego przeprowadzono dodatkowe melioracje. W wyniku tych prac utworzono gęstą sieć rowów, a w wielu miejscach wybudowano zastawki. Ciekawostką tego systemu są „skrzyżowania” kanałów melioracyjnych oraz biegnące obok siebie kanały o różnych rzędnych zwierciadła wody (www.pnujsciewarty.gov.pl). Wśród istniejących na tym obszarze zbiorników wodnych wyróżniono tylko jedno jezioro (Sierzant) o powierzchni 2,9 ha (Ziętkowiak 2005b). Akwen ten posiada twarde partie dna oraz bogatą ilościowo i gatunkowo roślinność zanurzoną. W rybackiej klasyfikacji siedlisk reprezentuje on typ leszczowy (www.parki.pl).

Wykorzystanie wód

Obszary Parku Narodowego „Ujście Warty” pełnią przede wszystkim funkcję przeciwpowodziową (retencja niesterowalna), przejmując nadmiar wód powodziowych Odry (w mniejszym stopniu Warty) w tzw. Kostrzyńskim Zbiorniku Retencyjnym. Wahania wody, dochodzące tu nawet do 4 m, ograniczają gospodarcze wykorzystanie tego obszaru. Przy niskich stanach wód, tereny zalewowe są użytkowane jako łąki kośne lub pastwiska.

Woda będąca kreatorem krajobrazu PNUW, decyduje o jego specyfice oraz atrakcyjności dla ruchu turystycznego. Dzięki rozległym terenom zalewowym istnieją w Parku unikalne na skalę europejską warunki do bytowania ptactwa wodno-błotnego. Właśnie to ornitologiczne bogactwo jest głównym magnesem przyciągającym corocznie tysiące turystów z kraju i zagranicy.

Turystykę wodną można uprawiać jedynie na Warcie oraz na Kanale Maszówek (Stara Warta). Po kanale pływają jedynie kajaki i kanadyjki. W spływach zorganizowanych może jednocześnie uczestniczyć maksymalnie 20 osób. Udostępnienie PNUW dla celów turystycznych reguluje zarządzenie dyrektora Parku w tej sprawie (www.pnujsciewarty.gov.pl).

Inną bardzo popularną formą rekreacji jest wędkarstwo. Z uwagi na zróżnicowane warunki tarła i żerowania ryb, wody Parku cechuje różnorodność i obfitość ichtiofauny, która przyciąga miłośników połowu ryb. Wśród licznie występujących tu gatunków ryb można wymienić m.in: leszcze, węgorze, sumy, karasie srebrzyste, liny, szazany i szczupaki. Zasady połowu ryb na tym terenie określa Regulamin Amatorskiego Połowu Ryb Polskiego Związku Wędkarskiego oraz zarządzenie dyrektora Parku. Połów ryb na terenie PNUW wymaga też wykupienia licencji.

▶ Wraz z obniżaniem się poziomu wody rozwija się bujnie roślinność (fot. K. Szoszkiewicz)

▼ Nici przędne wytwarzane przez pająki (fot. K. Szoszkiewicz)





▼ Wypas bydła prowadzony w celu przeciwdziałania sukcesji roślinności krzewiastej i drzewiastej (fot. A. Łąkowska)



▲ Liczne gatunki ptaków w PNUW Warty znajdują swoje miejsca lęgowe (fot. A. E. Ławniczak)

Jakość wód

Wody na terenie Parku Narodowego „Ujście Warty” są silnie zeutrofizowane. Jakość wód Warty w odcinku ujściowym jest oceniana poniżej stanu dobrego (według kryterium fizyko-chemicznego). Wśród wskaźników decydujących o klasie jakości najważniejszą rolę odgrywały parametry charakteryzujące warunki tlenowe (BZT₅ i ChZT). Stężenia amoniaku, substancji powierzchniowo czynnych, fenoli i fosforu ogólnego odpowiadały I i II klasie jakości wód (Rozporządzenie..., 2008), co świadczy o poprawie jakości wód Warty w ostatnich latach (Raport..., 2001; 2009a).

Ze względu na nieobecność substancji szczególnie szkodliwych, wody Warty w rejonie Parku są dziś dobrej jakości. Zakwity fitoplanktonu pojawiają się obecnie znacznie rzadziej niż kiedyś, o czym świadczy niskie stężenie chlorofilu „a”, które w 2009 r. było na poziomie poniżej 60 µg·dm⁻³, podczas gdy w 2007 r. wynosiło 81,9 µg·dm⁻³. Niezadowolający poziom wykazują nadal stężenia ogólnego węgla organicznego (16,6 mgC·dm⁻³), olei mineralnych (1,7 mg·dm⁻³) oraz ChZT-Cr (30,2 mgO₂·dm⁻³) i azotanów (9,1 mgNO₃·dm⁻³). Wysoka liczba bakterii coli typu fekalnego wskazuje na zanieczyszczenie wód ściekami komunalnymi. Badania jakości prowadzone pod kątem oceny warunków dla bytowania ryb, ze względu na niską zawartość tlenu, wysokie stężenie fosforu ogólnego i azotanów zdecydowały o zaklasyfikowaniu wód Warty do nieodpowiadających normom (Raport..., 2007a).

Odcinek Odry między Nysą Łużycką a Wartą charakteryzuje się dobrym stanem ekologicznym. Występują tam makrofity wynurzone i zanurzone w korycie cieków oraz niska zawartość związków biogenych i dobre natlenienie wód. Świadczy to niewątpliwie o poprawie jakości wód Odry w porównaniu do lat wcześniejszych (Raport..., 2007a; 2009a). W 2007 r. stwierdzono niekorzystne warunki tlenowe ze względu na wysokie wartości BZT₅ (3,7 mgO₂·dm⁻³), ChZT-Cr (24,6 mgO₂·dm⁻³) oraz wysokie stężenie ogólnego węgla organicznego (12,7 mgC·dm⁻³). Zanieczyszczenie mikrobiologiczne wyrażone liczbą bakterii coli typu fekalnego było również wysokie i świadczyło o zanieczyszczeniu wód ściekami (Raport..., 2007a).

Wody Postomi oraz zasilającego ją Kanału Gostomskiego, ze względu na wysokie stężenia ogólnego węgla organicznego, azotu Kjeldahla, fosforu ogólnego, azotu azotanowego, fosforu ogólnego oraz znaczną ilość zawieszin ogólnych, zaliczyć można do eutroficznych (Szenfeld i in. 2010). Wymienione wskaźniki przekraczają wartości graniczne ustalone w celu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych (Rozporządzenie..., 2008), kwalifikując wody tych cieków do stanu poniżej dobrego. W ciekach tych obserwuje się również intensywne zakwity glonów, o czym świadczą wysokie stężenia chlorofilu „a”.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Obwód ochronny „Słońsk”** – obszar, na którym występuje duże zróżnicowanie stanów wody. Poznanie walorów tego obszaru ułatwia biegnąca wśród łąk ścieżka rowerowo-pieszka „Ptasim szlakiem” (betonowa droga o długości ok. 2 km). Ścieżka ta bywa okresowo zalana wodą. Na trasie ścieżki znajdują się trzy wieże obserwacyjne i pięć tablic informacyjnych, zaś na jej końcu czatownia do obserwacji ptaków. Najlepszym terminem korzystania z tego szlaku jest okres wiosenny, kiedy trwa okres lęgowy ptaków oraz jesienny, w okresie wylotów (Zalewski, red. 2008).



▲ Rozlewiska w rezerwacie „Słońsk” wiosną (fot. K. Szoszkiewicz)

Stan ekologiczny Postomi oceniany na podstawie elementów biologicznych i parametrów fizyko-chemicznych jest umiarkowany (III klasa). Badania jakości wód pod kątem bytowania ryb wykazały, że ze względu na zbyt wysokie średnie roczne stężenia fosforu ogólnego ($0,97 \text{ mgPO}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$) i azotynów ($0,09 \text{ mgNO}_2 \cdot \text{dm}^{-3}$), woda tej rzeki nie spełnia wymagań określonych dla wód będących środowiskiem życia ryb w warunkach naturalnych. Zawartość tlenu w wodzie była wyższa niż $5,0 \text{ mgO}_2 \cdot \text{dm}^{-3}$, czyli przekraczała wartość graniczną niezbędną dla bytowania ryb w rzece. Na połowie z badanych stanowisk była ona wyższa niż $8,0 \text{ mgO}_2 \cdot \text{dm}^{-3}$ (Raport..., 2009a).

W Kanale Postomskim zawartość tlenu rozpuszczonego i azotu Kjeldahla jest niekorzystna, co klasyfikuje wody cieku do stanu poniżej dobrego (Szenfeld i in. 2010). Na podstawie elementów biologicznych stan cieku można określić jako dobry, głównie ze względu na korzystne parametry makrofytowe i niską zawartość fitoplanktonu. Niestety, zła jakość wód sprawia, że mają one tylko umiarkowany potencjał ekologiczny. Zarówno w Postomi, jak i w Kanale Postomskim obserwuje się jednak poprawę stanu mikrobiologicznego wód (Raport..., 2001; 2009a).

Woda w Kanale Maszówek, ze względu na zbyt wysokie stężenia fosforu ogólnego i azotynów, nie spełnia wymagań określonych dla wód będących środowiskiem życia ryb w warunkach naturalnych. Średnie stężenie fosforu ogólnego w 2009 r. wynosiło $0,3 \text{ mgPO}_4 \cdot \text{dm}^{-3}$, a azotynów $0,05 \text{ mgNO}_2 \cdot \text{dm}^{-3}$. Mniej niż 42% wyników badań stężenia fosforu ogólnego przekroczyło wartość graniczną ustaloną dla środowiska bytowania ryb karpiowatych, ale jednocześnie aż 83% oznaczeń przekroczyło tę normę w odniesieniu do azotynów. Pozostałe parametry nie przekraczały wartości progowych (Raport..., 2009b).

Stan troficzny wód jezior występujących na terenie Parku jest ściśle uzależniony od jakości wód rzecznych (zalewowych).

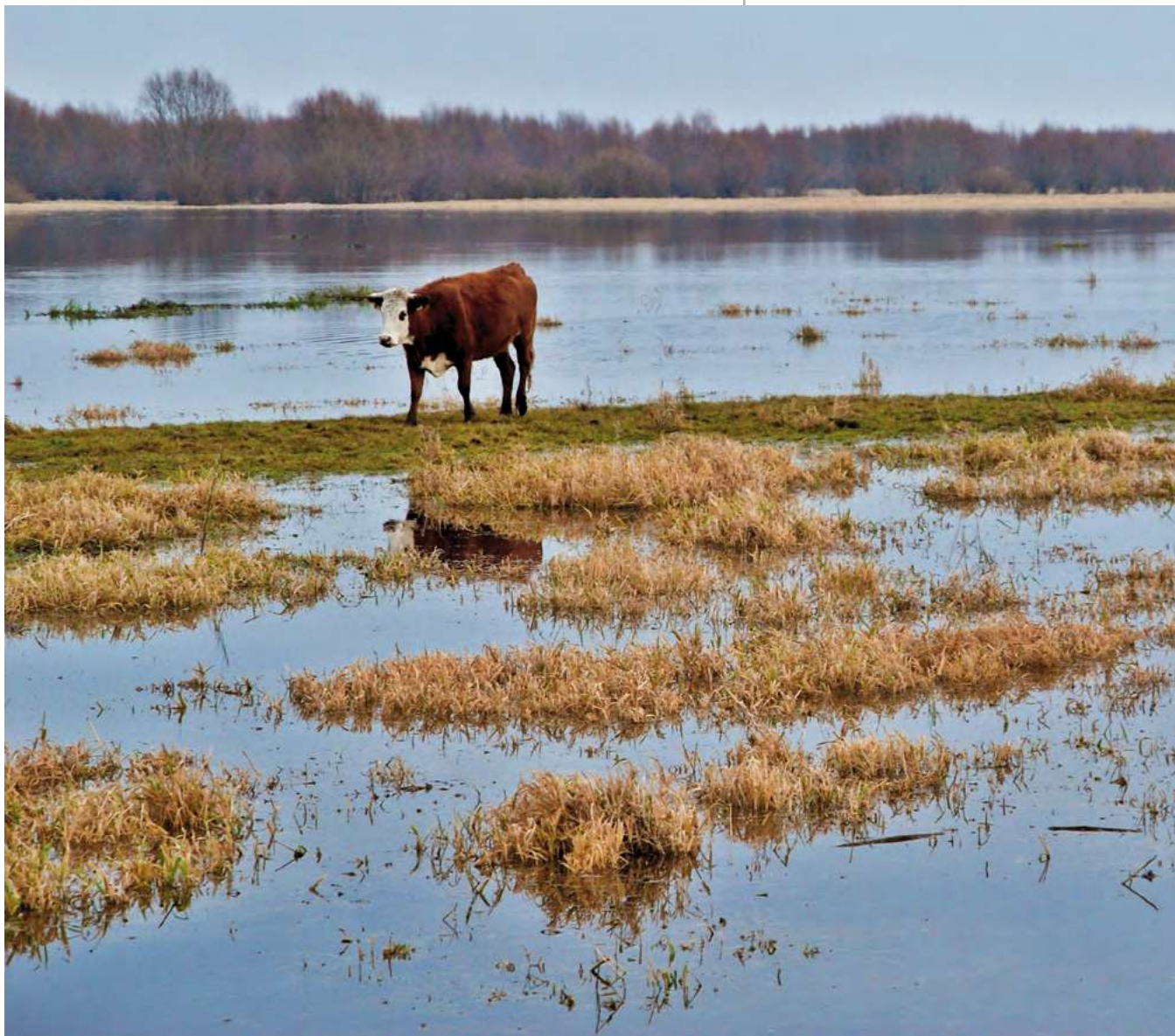
Zagrożenia wód

Główne zagrożenia wód na terenie Parku Narodowego „Ujście Warty” związane są z pogarszaniem się jakości wód rzecznych zalewających jego obszar oraz ze zmianami sieci rzecznej. Pogorszenie warunków wodnych spowodować może zmiany niekorzystne dla bytowania ptaków wodno-błotnych, będących głównym celem ochrony w Parku. Dlatego też niezbędne jest utrzymanie odpowiednich warunków wodnych, poprzez usprawnienie sieci melioracyjnej i kontrolę przepływu wody. Zwłaszcza na Polderze Północnym niezbędna jest konserwacja podstawowych i szczegółowych urządzeń melioracyjnych, ze względu na wypływanie rowów i kanałów oraz niszczenie sieci melioracyjnej i urządzeń hydrotechnicznych. Właściwe

● **Obwód ochronny „Chyrzyno”** – obejmuje głównie rozległe tereny zalewowe. Do jego centrum prowadzi ścieżka przyrodnicza „Mokradła” o długości ok. 1 km, na której znajduje się 8 tablic informacyjnych i wieża widokowa w Chyrzynie (Parki..., 2008). Szczególnie interesujący jest jeden z przystanków, gdzie opisane są właściwości retencyjne terenów podmokłych i ich znaczenie dla przyrody i człowieka. Obok wieży zlokalizowana jest siedziba PNUW, w pobliżu której znajduje się pompownia z początku XX w.

gospodarowanie zasobami wodnymi, przy utrzymaniu odpowiedniej sprawności systemów melioracyjnych jest najważniejsze dla odpowiedniego funkcjonowania Parku.

Ze względu na tranzytowy charakter zarówno Odry, jak i Warty, których dorzecza powyżej Parku są duże (odpowiednio ok. 110 i 55 tys. km²), zagrożeniem dla tutejszego środowiska są zanieczyszczenia doprowadzane przez te rzeki z ich dorzeczy, generowane głównie przez zrzuty niedosta-



tecznie oczyszczonych ścieków, nieregulowaną gospodarkę wodno-ściekową oraz rolnictwo. Ograniczenie emisji zanieczyszczeń obszarowych pochodzenia rolniczego przyczyniłoby się do zmniejszenia stopnia zeutrofizowania wód Warty i Postomi oraz poprawy warunków bytowania ryb.

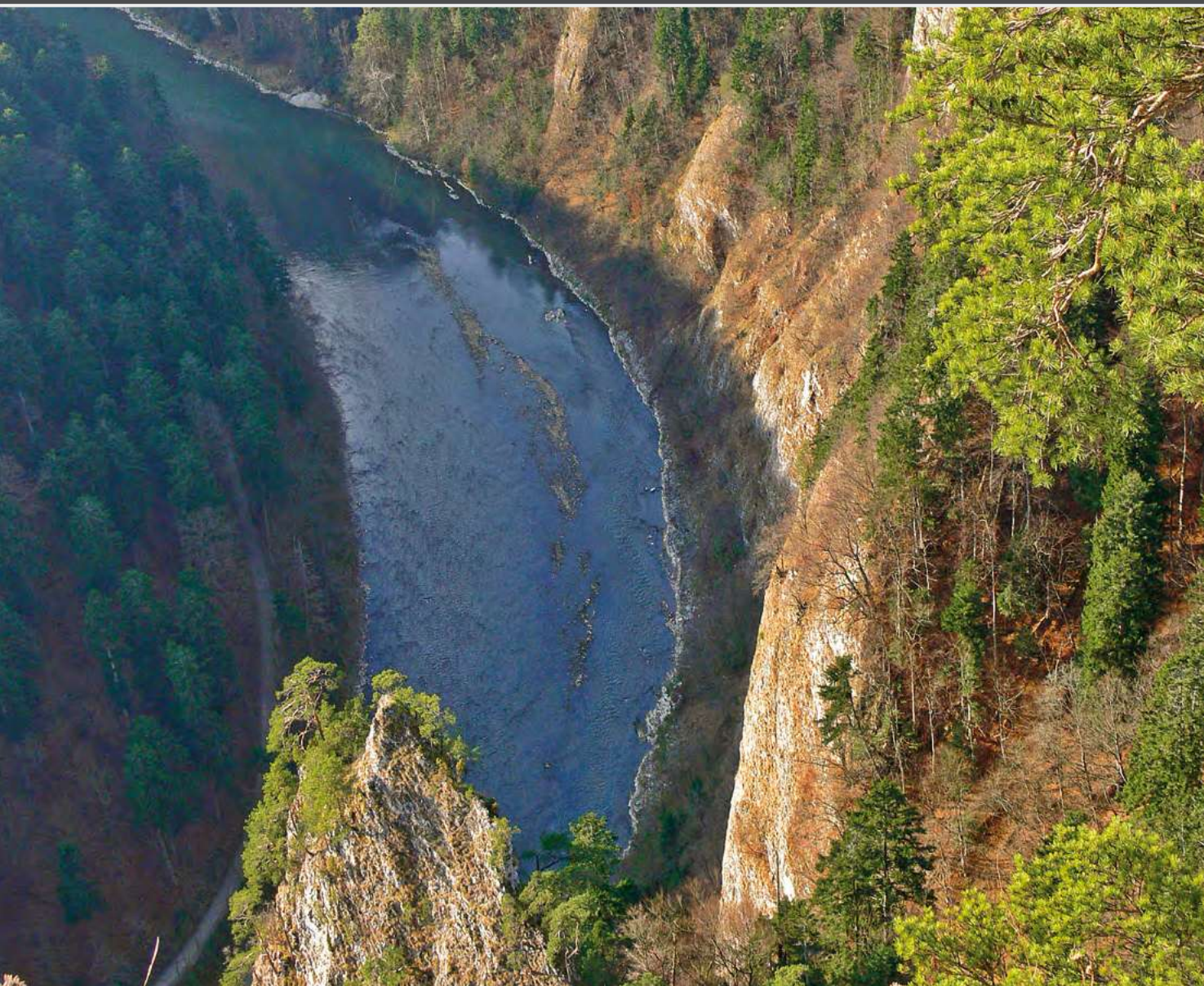
Wysoka liczebność norki amerykańskiej, szopa pracza i jenota stanowi w Parku zagrożenie dla występowania liczebności ptaków wodno-błotnych. Istotnym problemem jest również kłusownictwo rybackie.



◀ Wraz podwyższaniem się stanów wody bydło jest wywożone z obszaru polderu (fot. K. Szoszkiewicz)



Wody w parkach narodowych Polski
PIENIŃSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map
Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce
Przełom Dunajca z Sokolicy
(fot. K. Karwowski)

Korekta
Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP
lookStudio
e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Pieniński Park Narodowy

Roman Soja

Położenie

Pieniński Park Narodowy (PPN) jest położony w Pieninach Właściwych (Masyw Trzech Koron, Pieniny Czorsztyńskie, Pieninki, Przełom Dunajca) oraz Pieninach Spiskich (Zielone Skałki) w makroregionie Obniżenie Orawsko-Podhalańskie, będącego częścią podprovincji Centralne Karpaty Zachodnie (Kondracki 2001). W podziałach geomorfologicznych wyróżniany jest region o nazwie Pas Skalicowy (Klimaszewski, Starkel 1972). Najwyższym wzniesieniem jest Okrąglica (982 m n.p.m.) w masywie Trzech Koron, natomiast najniższej położony punkt (ok. 420 m n.p.m.) leży w dnie doliny Dunajca we wschodniej części Parku. PPN jest oddalony ok. 30 km od Nowego Targu, ok. 50 km od Nowego Sącza. Odpowiednikiem PPN po stronie Słowackiej jest Pieninský národný park (PIENAP) utworzony 16 stycznia 1967 r. Jego powierzchnia wynosi 37,49 km². Granica państwowa biegnie środkiem koryta Dunajca.

Ochroną ścisłą objęte jest 35% powierzchni Parku. Ze względu na bardzo urozmaiconą rzeźbę terenu, lasy nie tworzą jednolitego systemu, choć zajmują ok. 70% powierzchni Parku. Dominuje dolnoreglowa buczyna karpacza z jodłą oraz bory świerkowo-jodłowe. Domieszkę stanowi zwykle świerk oraz gatunki liściaste: jawor, wiąz górski, lipa szerokolistna. W głębokich, cienistych wąwozach, na wapiennym rumoszu rozwija się rzadki typ lasu – jaworzyna górską. Charakterystyczne są skupienia reliktovej sosny porastającej półki skalne i szczyty. Strome, dobrze nasłonecznione urwiste ściany wapienne zajmują naskalne murawy górskie, będące siedliskiem dla pienińskich endemitów i reliktovej, a także rzadkich roślin kserotermicznych oraz środowiskiem owadów – zwłaszcza motyli. Łąki na obszarze PPN mają charakter



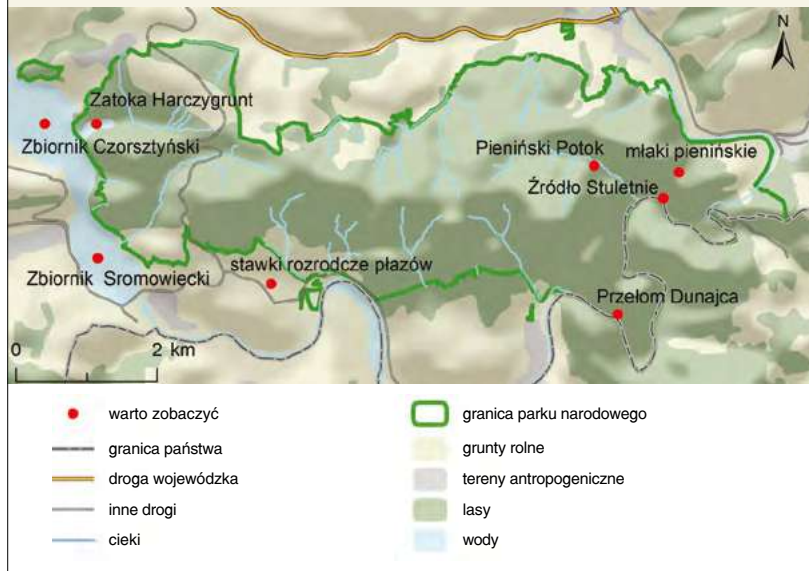
www.pieninyppn.pl



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 czerwca 1932 r.
Powierzchnia: 23,46 km²
Gęstość sieci rzecznej: 2,45 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 6,5 km²
Liczba oczyszczalni ścieków: 3

Pieniński Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



półnaturalny i należą do najbogatszych ekosystemów roślinnych w kraju. Ponad połowa powierzchni Parku stanowi własność Skarbu Państwa, natomiast reszta to tereny prywatne, na których prowadzona jest działalność gospodarcza.

PPN posiada najwyższy wśród wszystkich polskich parków narodowych wskaźnik nasilenia ruchu turystycznego w przeliczeniu na 1 ha powierzchni. Atrakcją na skalę europejską jest spływ tratwami Przełosem Dunajca, który corocznie pokonuje ponad 200 tys. turystów. Na terenie Parku znajdują się ruiny zamku Czorsztyń.

Przez 244 dni w roku (67%) napływają tu z zachodu polarno-morskie masy powietrza, które kształtują klimat tego obszaru zaliczany do klimatów górskich karpackiego regionu klimatycznego (Dąbrowski, Jaguś 2003; Wiszniewski, Chęłchowski 1987). Usytuowanie Pienin w bezpośredniej bliskości Tatr i Gorców powoduje wyraźnie zaznaczające się cienie opadowe. W dnach dolin oraz w pobliżu Zbiornika Czorsztyńskiego występują inwersje termiczne.

Budowa geologiczna i rzeźba

Pieniny stanowią centralną część ciągnącego się na długości ok. 550 km pienięskiego pasa skałkowego oddzielającego zewnętrzne Karpaty fliszowe, od Karpat wewnętrznych (tzw. krystalicznych). Od południa graniczą z pa-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Przełom Dunajca** – meandrujący fragment Dunajca w obrębie Pienin. Warto go podziwiać płynąc tratwą flisacką. Rzeka tworzy na tym odcinku wiele ostrych zakoli, a ściany skalne wznoszą się na wysokość ok. 300 m. Z niektórymi charakterystycznymi miejscami wiąże się legenda. Na przykład według podań flisaków, koryto Dunajca przy Zbiornickich Skałach (ok. 12 m) przeskoczył Janosik.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Zbiornik Czorsztyński** – oddany do użytku w lipcu 1997 r. – tuż przed wielkim wezbraniem w zlewni górnego Dunajca. Najważniejszą jego funkcją jest ochrona przeciwpowodziowa. Zbiornik Czorsztyński poprawia również warunki spływu Przełosem Dunajca, podwyższając przepływy minimalne podczas stanów niskich. Ponadto jest on atrakcyjnym miejscem wypoczynku z możliwością kąpeli, żeglowania, wędkowania i nurkowania.

smem Magury Spiskiej, od północy z Gorcami i Beskidem Sądeckim. Tworzą wyodrębnione pasmo górskie o długości ok. 35 km i szerokości do 6 km podzielone przełomem Dunajca na trzy części: Pieniny Spiskie, Pieniny Właściwe, Małe Pieniny. Obszar objęty Pienińskim Parkiem Narodowym zbudowany jest ze skał osadowych wieku jurajskiego i kredowego – głównie wapieni z domieszką łupków, margli, radiolarytów i piaskowców oraz trzeciorzędowych utworów fliszowych. Najwyższe, skalnicowe wzniesienia i grzbiety budują krzemionkowe wapienie krynoidowe, zaś doliny wycięte są w mniej odpornych utworach marglistych i fliszowych.

Geneza przełomu nie jest jednoznaczna. Początkowo zakładano, że jest to przełom antecedentny, czyli powstający poprzez wcinanie się rzeki w czasie podnoszenia się górotworu. Przyjmowano, że w trzeciorzędzie, pra-Dunajec płynął na poziomie odpowiadającym dzisiejszym partiom szczytowym Pienin. Miał on charakter spokojnej, wijącej się licznymi zakolami rzeki. Powolny ruch wznoszący Pienin w czwartorzędzie rozpoczął proces wcinania się Dunajca w głąb utworów wapiennych i kształtowanie dzisiejszego przełomu. Jednak K. Birkenmajer (2003) definiuje przełom Dunajca jako regresyjny, czyli taki, którego forma powstała w wyniku skomplikowanych zależności w czasie kaptażu wcześniej funkcjonujących systemów odwodnienia na Podhalu. Efektem długotrwałych procesów geologicznych jest meandrowe koryto rzeki. Obecnie koryto Dunajca na zachodniej granicy Parku znajduje się na wysokości ok. 426 m n.p.m.

Przełom Dunajca jest krajobrazowym, geologicznym i turystycznym unikatem na skalę europejską. Rzeka, płynąc przez przełom, na długości ok. 8 km zatacza siedem pętli (2,8 km w linii prostej), co daje krętość rzeki wynoszącą ok. 3. Spadek rzeki na tym odcinku wynosi 2,5‰. Ściany skalne, zbudowane z białych i szarych wapieni, przekraczają 300 m wysokości. Dno stromościennej, skalnej doliny w niektórych miejscach jest bardzo wąskie, wypełnione wodą rzeki. Takim miejscem jest przewężenie nazywane Zbójnickim Skokiem, gdzie koryto liczy zaledwie 12 m szerokości pomiędzy wapiennymi ścianami Facimiecha a Klasztorną Górą (znane też jako Zbójckie Skały). W tym miejscu Dunajec ma największą na całej trasie głębokość, która przy średnim stanie wody wynosi ok. 7 m. Prędkość powierzchniowa wody osiąga tu średnio $2,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, choć w czasie wielkich wezbrań jest kilkakrotnie większa (ok. $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). Znaczną głębokość posiada koryto Dunajca także przy ujściu Leśnickiego Potoku.

Masyw jest rozcięty gęstą siecią dolin, z których większość ma charakter wąwozów, przełomów, liczne są wciosowe dolinki założone na liniach tektonicznych. Systemy teras plejstoceny i holoceny występują tylko w większych dolinach (np. Krośnicy) i nie zachowały się w przełomie Dunajca. Skalnym ścianom towarzyszą obrywy skalne, osypiska, stożki usypiskowe. Mimo tego, że w budowie geologicznej znaczący udział mają wapienie, to zjawiska

WARTO ZOBACZYĆ

● **Zatoka Harczygrunt**

– niewielka, wąska zatoka w obrębie Zbiornika Czorsztyńskiego. Nazwa miejscowa w bardzo różnorodnym zapisie (Harczy Grunt, Harczygrund) związana jest zapewne z osuwiskami, jakie już przed budową zbiornika były w tym miejscu. Działalność abrazyjna wody doprowadziła do powstania niewielkiego klifu, zaś w zamknięciu zatoki mały potok usypuje wyraźną deltę z drobnego materiału. Zatoka (wyłączona z wędkowania) jest dobrze widoczna z trasy wycieczkowej statku kursującego po zbiorniku w sezonie letnim. Na cyplu Zatoki znajduje się skaliste wzniesienie o nazwie Wapiennik (565 m n.p.m.).



▲ Zatoka Harczygrunt z zamkiem czorsztyńskim w tle (fot. K. Karwowski)

krasowe w Pieninach są bardzo słabo rozwinięte. Jaskinie w Pieninach są niewielkie, uwarunkowane rozwieraniem szczelin, zaś typowe procesy krasowe mają znikomą udział w ich powstaniu (Birkenmajer 2003, Humnicki 2007).

Wody podziemne

Wody podziemne Pienińskiego Parku Narodowego należą do rejonu (basenu) podhalańskiego (XV_{1B}), leżącego w obrębie subregionu Karpat wewnętrznych, określanego jako deficytowy (XV_1). Stanowią one północny fragment Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 441 (Zakopane) o charakterze szczelinowo-krasowym oraz jednolitej części wód podziemnych nr 155 (Paczyński 2007). Złożoność budowy geologicznej, rzeźba terenu sprzyjająca raczej drenowaniu – nie zaś retencji wód gruntowych powodują, że wody podziemne Parku są ubogie. Świadczą o tym małe wydajności większości źródeł, które w przeważającej części mają charakter wypływów okresowych. Gęstość źródeł – głównie o roztopowo-opadowym zasilaniu – wynosi ok. $6,5 \text{ km}^{-2}$.

Oprócz źródeł, na terenie PPN można spotkać młaki, czyli powierzchniowe wypływy wód podziemnych sączących się przez zwietrzelinę i mineralno-organiczną warstwę powierzchniową, dające odpływ. Stanowią one bardzo bogate siedliska o różnorodnej roślinności hydrofilnej z mchami, turzycami i sitowiem tworzące zbiorowiska o nazwie eutroficzne młaki górskie. Młaki górskie występują głównie w dolnych partiach stoków i są najczęściej młakami typu ewaporacyjnego, to znaczy nie dającymi odpływu w dół stoku (Gąsiołek, Nicia 2010). Obserwuje się jednak gwałtowny zanik młak, przy czym trudno znaleźć przyczynę tego zjawiska. Najczęściej do zaniku młak prowadzi ich osuszenie, lecz takich działań w Parku nie prowadzi się. Być może powodem zaniku jest zmiana użytkowania stoków powyżej młak, to znaczy zaprzestanie wypasu i wzrost zalesienia, bowiem stan młak źródłiskowych jest stosunkowo dobry.

Wody podziemne Pienin tworzą nieciągły i zróżnicowany poziom wodonośny zarówno w zwietrzelinie, jak i w skałach niezwiertziałych oraz w utworach aluwialnych. Zasobność wód podziemnych w Pieninach wyraża się wielkością odpływu podziemnego, który w zlewniach rzek uchodzących do Dunajca wynosi od $2,0$ do $3,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, natomiast w zlewniach rzek uchodzących do Krośnicy od $3,7$ do $6,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Humnicki 2007).

Wody powierzchniowe

Wody powierzchniowe Parku tworzy gęsta sieć potoków spływających do Dunajca i Krośnicy, która uchodzi do Dunajca w Krościenku. Dunajec, któ-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Stawki rozrodcze płazów** – zlokalizowane w obrębie terasy Dunajca w zagłębieniach powstałych po eksploatacji żwirów. Są to niewielkie, płytkie zbiorniki o stałym poziomie wody w okresie wiosennym, co zapewnia korzystne warunki rozrodu płazów – zwłaszcza żab, których tysiące ginie na drogach przecinających Park lub w jego otoczeniu. Stawki przyczyniają się także do podtrzymania bioróżnorodności w obrębie terasy rzecznej.



▲ Stawki rozrodcze płazów (fot. K. Karwowski)



◀ Powódź na Dunajcu
(archiwum PPN)

rego średni przepływ roczny wynosi ok. $23 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, tworzy wyraźną oś hydrograficzną i przepływa przez Pieniny od 87 km do 99 km swego biegu. Do lewobrzeżnych dopływów Dunajca należą potoki zbierające wody z głównego grzbietu Pienin, takie jak: Głęboki (3,1 km; uchodzący do Zbiornika Sromowieckiego), Limbargowy (1,65 km), Macelowy (3,2 km), Szopczański (1,7 km). Dwa ostatnie łączą się tuż przed ujściem do Dunajca. Małym, ale znanym ciekim Pienin jest Pieniński Potok (2,3 km), odwadniający centralną część Parku i uchodzący do Dunajca niewielkim wodospadem,



WARTO ZOBACZYĆ

- **Młaki pienińskie** – powierzchniowe, nieskoncentrowane wyłpywy wód podziemnych z bogatą roślinnością wodolubną. Młaki pienińskie są najczęściej młakami typu ewaporacyjnego, to znaczy niedające odpływu. Zasobne w węglan wapnia wody i żyzne podłoże tworzą warunki do wegetacji storczyków (kruszczyk błotny) i wielu innych roślin rzadko występujących.

◀ Roślinność młak – kaczeniec (czyli kniec błotna) i turzyce (fot. J. Pociask-Karteczka)

który można podziwiać płynąc po Dunajcu flisacką tratwą. Do Krośnicy uchodzą płynące z południa na północ potoki: Biały (2,8 km), Łonny (1,4 km) i Kozi (1,5 km).

Przed budową zespołu zbiorników zaporowych, w rocznym rytmie odpływu z dorzecza górnego Dunajca zaznaczała się niżówka trwająca od jesieni do wczesnej wiosny z kulminacją we wrześniu i październiku. Wczesną wiosną tajanie śniegu w Beskidach rozpoczynało długie, trwające do lata okresy wysokich przepływów. Na słabnące od maja zasilanie rzeki wodami z Beskidów nakładało się tajanie śniegu w wysokich partiach Tatr, co w sumie tworzyło jedyny w Polsce reżim hydrologiczny ze znaczącym udziałem zasilania wodami roztopowymi od marca do lipca, toteż Dunajec ma w Pieniinach wybitnie tranzytowy charakter (Dynowska 1971). Wezbrania na Dunajcu osiągały w Karpatach znaczne rozmiary, co skutkowało wielkimi stratami w jego dolnym biegu. Na obszarze Pienin – poza katastrofalnymi wezbraniem, takimi jak w roku 1934 – kiedy został zniszczony most w Krościenku a wody powodziowe sięgnęły zabudowań ludzkich, nawet wielkie wezbrania nie powodowały znaczących szkód, bowiem miejscowa ludność znając potęgę Dunajca swoje zabudowania lokowała poza zasięgiem wód powodziowych. Współcześnie reżim Dunajca jest modyfikowany pracą zbiorników. Największe wezbrania pojawiają się latem i są wynikiem obfitych opadów w górnej części dorzecza. Powstanie zapory w Niedzicy wpłynęło na obniżenie przepływów maksymalnych oraz podwyższenie przepływów minimalnych Dunajca.

Reżim hydrologiczny potoków pienińskich nie różni się znacząco do reżimu potoków beskidzkich. Występują tu dwa okresy wezbraniowe: wiosenny – związany z roztopami i letni – spowodowany zwykle rozlewnymi i intensywnymi opadami. Wyraźnie zaznaczają się niskie przepływy w maju, rozdzielające dwa okresy wezbraniowe, zaś niżówka trwa od sierpnia do końca roku z kulminacją we wrześniu lub w październiku.

Wody Dunajca reprezentują typ wodorowęglanowo-wapniowy. W rzece występuje 17 gatunków ryb. Obecnie najliczniej reprezentowane są świnika, brzana, kleń, lipień. Gatunki ryb łososiowatych, tj. pstrąg potokowy, głowacica oraz przedstawiciele głowaczowatych (głowacz przegopłety i głowacz białopłety) niestety należą w Dunajcu już do rzadkości. Łosoś nie występuje. Zmiana składu ichtiofauny spowodowana jest istnieniem Zbiornika Czorsztyńskiego. Powstanie zapory – oprócz zmian reżimu dopływu – spowodowało także wzrost temperatury wody, co zmniejsza zdolności rzeki do samooczyszczania. Zmiany reżimu przepływów Dunajca oraz utrzymująca się – mimo budowy sieci oczyszczalni ścieków – wysoka ilość biogenów dostarczanych do rzeki, wpływa na wyeliminowanie z wód górskich pewnych gatunków ryb, toteż w ostatnich latach wzrasta tutaj liczba gatunków charakterystycznych dla rzek nizinnych, takich jak leszcz, ukleja, płoć, lin.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Zbiornik Sromowiecki** – zbiornik wyrównawczy dla głównego zbiornika, którym jest Zbiornik Czorsztyński. Długość Zbiornika Sromowieckiego wynosi 1,2 km, szerokość 0,75 km, zaś powierzchnia 88 ha a pojemność całkowita 7,5 mln m³. Zbiornik powstał poprzez spiętrzenie



Obecność sztucznych zbiorników wodnych spowodowała pojawienie się w ekosystemach nowych gatunków ptaków. Coraz częściej w sąsiedztwie zbiorników spotykane są mewa srebrzysta, perkoz dwuczuby, bernikla białolica, czapla siwa, bocian czarny, pliszka górską, pluszcz, kaczka krzyżówka, rybitwa zwyczajna gniazdująca na specjalnie usypanej sztucznej wyspie oraz jaskółka brzegówka budująca gniazda w niszach w koronie zapory.

Wykorzystanie wód

W granicach Pienińskiego Parku Narodowego znajdują się niewielkie fragmenty dwóch zbiorników retencyjnych, zbudowanych dla celów hydroenergetycz-



wody zaporą ziemną o wysokość 11 m i długość 460 m. Przez tamę zbiornika i wzdłuż jego południowego brzegu biegnie droga nr 543. Zbiornik został napełniony w czerwcu 1994 r. Elektrownia przepływowa przy zbiorniku wyposażona jest w 4 turbiny śmigłowe o łącznej mocy 2,04 MW. Zapora pracuje ze stałą przepustowością, co zapewnia Przełomowi Dunajca równomierny przepływ wody. Wody Zbiornika Sromowieckiego podlegają całkowitej ochronie i nie może on być wykorzystywany do celów rekreacyjnych.

WARTO ZOBACZYĆ

• **Źródło Stuletnie** – najbardziej wydajne i najniżej położone (430 m n.p.m.) źródło pienińskie; leży na prawym brzegu Dunajca po stronie słowackiej. Jest to źródło szczelinowo-krasowe, skalne, ascenzyjne, przykorytowe. Woda źródłana wypływa bezpośrednio do koryta, przez co dobrze widoczne jest jedynie w czasie niskich stanów wody w Dunajcu (Humnicki 2007). Według legendy ma ono wodę o właściwościach sprzyjających osiągnięciu wieku stu lat.

◀ Źródło Stuletnie
(fot. K. Karwowski)

nych i przeciwpowodziowych: Czorsztyńskiego i Sromowieckiego. Zbiornik Czorsztyński został oddany do użytku w 1997 r. i powstał w wyniku spiętrzenia wód Dunajca najwyższą w Polsce zaporą ziemną o wysokości 56 m i długości 404 m. Pojemność całkowita zbiornika wynosi 234,5 mln m³. W zależności od ilości wody zgromadzonej w zbiorniku, jego powierzchnia zmienia się od 4,15 km² do 13,35 km². Głębokość zbiornika przy zaporze w Niedzicy osiąga 50 metrów i zmniejsza się w stronę cofki. Długość linii brzegowej jest znaczna (ok. 30 km). Zbiornik Czorsztyński pełni funkcje retencyjną i rekreacyjną a także przyczynia się do zwiększenia różnorodności krajobrazowej. Ważną funkcją Zbiornika jest produkcja energii elektrycznej przez elektrownię szczytowo-pompową o mocy 92,75 MW, usytuowaną w jego zaporze. Również niewielka hydroelektrownia (2,08 MW) znajduje się przy zbiorniku wyrównawczym – Sromowieckim – o pojemności maksymalnej 7,42 mln m³ (Soja i in., red. 2010).

Parametry zbiorników Czorsztyńskiego i Sromowieckiego oraz hydroelektrowni

Parametr	Jednostka	Zbiornik Czorsztyński	Zbiornik Sromowiecki
Pojemność	mln m ³	232	7,4
Powierzchnia	km ²	12,3	0,9
Długość	km	9,0	1,5
Długość linii brzegowej	km	29,7	3,7
Głębokość maksymalna	m	49,5	10,7
Głębokość średnia	m	18,9	8,4
Szerokość maksymalna	km	1,75	0,75
Wysokość zapory	m	59,4	13,0
Moc	MW	92,75	2,08
Produkcja energii	GWh	202,4	9,2

Na terenie Parku nie ma stałego osadnictwa, stąd brak studni gospodarskich. Istnieją 4 studnie wiercone, ujmujące niewielką ilość wód podziemnych, jest ujęte 8 źródeł. Woda z ujęć jest odprowadzana siecią wodociągową o łącznej długości 13 km. Funkcjonuje także pewna liczba nielegalnych ujęć wód cieków, z których zaopatrywane są gospodarstwa indywidualne. Otoczenie Parku cierpi w okresach suszy na dotkliwy brak wody, dlatego w obrębie koryt potoków poza obszarem Parku budowane są progi i małe zastawki

WARTO ZOBACZYĆ

- **Pieniński Potok** – lewobrzeżny dopływ Dunajca wypływający pod Przełęczą Szopka. Jego długość wynosi zaledwie 2,5 km, natomiast spadek 120‰. Górna część zlewni Pienińskiego Potoku nieznacznie przekracza 2 km² i jest przecięta żółtym szlakiem wiodącym z Krościenka na Przełęcz Szopka. W miejscu przecięcia szlaku z korytem znajduje się niewielkie rozlewisko z bogatą roślinnością wodolubną, tutaj też znajdują się ławki dla turystów oraz rynna umożliwiająca pobór wody. Jest to jedyny dostępny dla turystów fragment zlewni Pienińskiego Potoku.



▲ Ujście Pienińskiego Potoku do Dunajca (fot. K. Karwowski)

w celu spiętrzenia wód, z których grawitacyjnie odprowadzana jest woda. Służby Parku ułatwiają turystom zaopatrzenie w wodę poprzez budowę przy szlakach poideł. W poidła zaopatrywane są także owce wypasane w niektórych rejonach PPN (np. na Hali Majerz).

Wody Dunajca wykorzystywane są w celach turystycznych już od pierwszej połowy XIX w. odkąd zaczęto organizować spływy głównie dla kurasjuszy ze Szczawnicy oraz gości z zamków w Niedzicy i Czorsztynie. Punkt startowy spływu najczęściej zlokalizowany był w Sromowcach Niżnych lub przy Czerwonym Klasztorze. Za początek turystycznego spływu Dunajcem



przez Pieniny uznaje się rok 1862. W latach międzywojennych spływ znany był już w całej Europie. W roku 1935 frekwencja przekroczyła 10 tys. osób, zaś trzy lata później zanotowano aż 20 tys. uczestników. Obecnie trasa spływu rozpoczyna się w Sromowcach Kątach i liczy 15 km długości. Różnica poziomu rzeki wynosi 36 m. Spływ organizowany jest przez Polskie Towarzystwo Flisaków Pienińskich; sezon flisacki trwa od 1 kwietnia do 31 października.

▲ Pieniński Potok
(fot. M. Szajowski)

Jakość wód

Budowa zespołu zbiorników wpłynęła na zmianę jakości wód Dunajca, co objawiło się spadkiem stężenia ścieków w wyniku podniesienia przepływów niskich. Parametry hydrobiologiczne wód Dunajca mieszczą się w III klasie, zaś fizykochemiczne – w II klasie jakości. Stan chemiczny wód określa się jako dobry (www.krakow.pios.gov.pl). Częstym problemem wód Dunajca i jego dopływów jest niekorzystny stan sanitarny, wynikający z masowego ruchu turystycznego (lato) i nieuporządkowanej gospodarki wodno-ściekowej. Niestety, stan sanitarny wód wielu źródeł – w tym wykorzystywanych przez turystów – jest także niezadowalający; notuje się bowiem znaczące przekroczenia wskaźników hydrobiologicznych (Humnicki 2007).

Zagrożenia wód

Głównymi zagrożeniami dla wód Pienińskiego Parku Narodowego są dynamicznie rozwijająca się turystyka, niekontrolowana gospodarka wodno-ściekowa w gospodarstwach indywidualnych w otoczeniu Parku oraz ruch samochodowy. Ruch turystyczny w PPN cechuje się znaczną koncentracją terytorialną (dwa szlaki: na Trzy Korony oraz na Sokolicę) i czasową. Prawie 96% frekwencji przypada na okres od kwietnia do października (Wróbel 2002). Wpływa to niekorzystnie na stan środowiska przyrodniczego otoczenia tych szlaków. Niszczenie pokrywy roślinnej i wydeptywanie oraz śmiecenie powodują przyspieszenie obiegu wody oraz przedostawanie się zanieczyszczeń zarówno do gleb, jak i do wód powierzchniowych. Znaczny ruch samochodowy na arterii komunikacyjnej przecinającej Park, a łączącej Krośnice z przystanią flisacką w Sromowcach Kątach, generuje zanieczyszczenia związane z uwalnianiem spalin samochodowych (kadm, ołów).

► Dunajec
(fot. M. Szajowski)







Wody w parkach narodowych Polski

POLESKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004), Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000 oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Rosiczka okrągłolistna (*Drosera rotundifolia* L.) na spleji otaczającej Jez. Moszne
(fot. K. Mięsiak-Wójcik)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Poleski Park Narodowy

Zdzisław Michalczyk, Katarzyna Mięsiak-Wójcik,
Marek Turczyński



www.poleskipn.pl

Położenie

Poleski Park Narodowy (PIP) znajduje się w środkowej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, będącego subregionem Polesia Lubelskiego (Kon-dracki 2001). Zajmuje teren położony w strefie działu wodnego II rzędu, rozdzielającego dorzecza Wieprza i Bugu. Łączna powierzchnia zajęta przez lasy stanowi ok. 43% powierzchni Parku (42,04 km²), natomiast nieużytki – w tym cenne przyrodniczo ekosystemy torfowisk bezleśnych i bagien – ok. 25%. Pozostałe tereny zajmują grunty rolne i wody.

Spośród zbiorowisk leśnych należących do roślinności naturalnej, największy obszar porasta kontynentalny bór mieszany (*Quercus robur*-*Pinetum*; 30,1% powierzchni leśnej), brzezina bagienna (*Betuletum pubescen-tis*; 23,2%) oraz ols porzeczkowy (*Ribis nigri*-*Alnetum*; 14,6%). Uzupełniają je zbiorowiska z brzozą omszoną, sosną pospolitą i olszą czarną, brzozą brodawkowatą, dębem szypułkowym, osiką oraz świerkiem pospolitym.

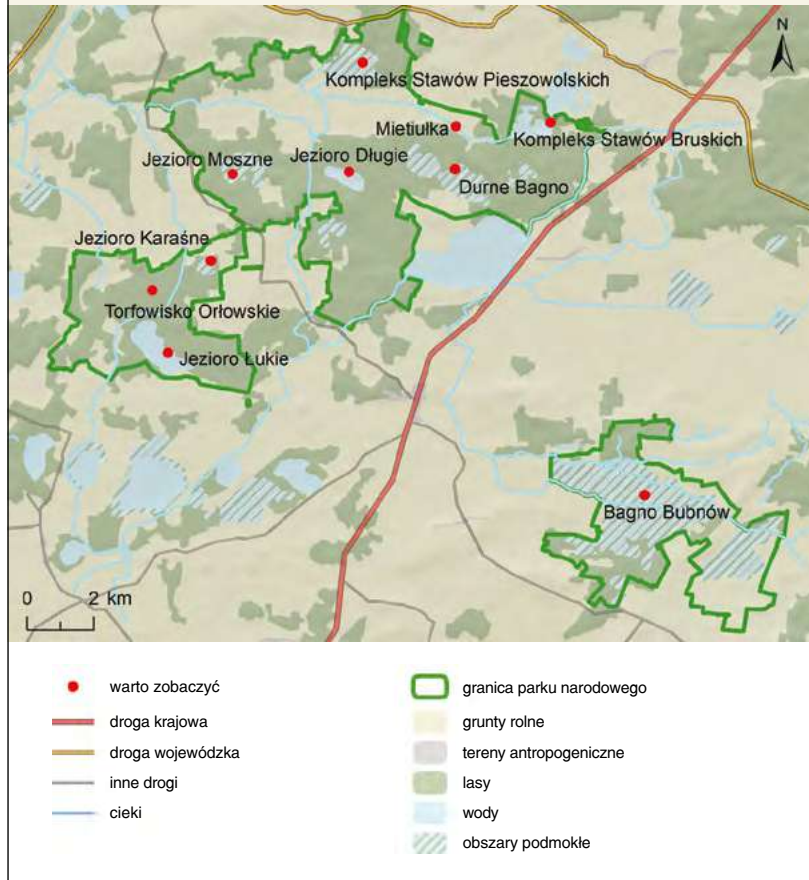
W PIP występują wszystkie typy torfowisk: niskie, wysokie i przejściowe – zarówno śródleśne jak i otwarte. Te ostatnie stanowią 16,5% powierzchni Parku. Gleby torfowe zajmują aż 65%, a murszowe 2% powierzchni Parku, co wskazuje na pierwotnie znacznie większe obszary zajęte przez torfowiska. Duży udział w gruntach rolnych mają łąki i pastwiska, na których w zależności od stopnia uwilgotnienia dominują zbiorowiska wiechliny łąkowej (*Poa pratensis* L.) i kostrzewy czerwonej (*Festuca rubra*) lub wawrzyńca łąkowego (*Alopecurus pratensis*; www.poleskipn.pl). Obszar Parku nie stanowi zwartej powierzchni – tworzą go dwie części rozdzielone drogą nr 82 Lublin – Włodawa.



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 maja 1990 r.
Powierzchnia: 97,64 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,14 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 0
Liczba jezior: 4
Liczba oczyszczalni ścieków: 6

Poleski Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



Równinny charakter Parku, budowa geologiczna i słabe rozcięcie terenu warunkują płytkie występowanie wody podziemnej, istnienie jezior, stawów i torfianek (zawodnionych zagłębień powstałych po eksploatacji torfu) oraz utrzymywanie się rozległych bagien, podkreślających charakterystyczny poleski typ krajobrazu. Obecność rzadkich (w tym reliktowych) gatunków roślin i zwierząt oraz różnorodność ich siedlisk sprawia, że obszar ten zaliczany jest do najcenniejszych w skali europejskiej.

Budowa geologiczna i rzeźba

Podłoże skalne Poleskiego Parku Narodowego tworzą osady czwartorzędowe, zdeponowane na skałach kredowych lub lokalnie na utworach neoge-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Torfowisko Orłowskie** – dawny rezerwat, na bazie którego powstał obecny PIPN. Znajdują się tu dwa typy torfowisk: niskie i przejściowe. Od północnego-zachodu ekosystem ten graniczy z Jez. Łukie.



◀ Ols kępowo-dolinkowy
(fot. A. Różycki)

nu. Rzeźba utworów kredowych jest zróżnicowana, a wysokości względne dochodzą do 40 m. Jedynie w rejonie Woli Wereszczyńskiej i Garbatówki, margle i kreda pizująca występują na powierzchni. Urozmaicenie powierzchni skał kredowych decyduje o znacznej miąższości osadów czwartorzędu osięgającej nawet 60 m. Utwory powierzchniowe cechuje duża zmienność litologiczna: występują tu zarówno ility zwietrzelinowe, piaski o różnej genezie, gliny zwałowe oraz żwiry i mułki (Henkiel 1983). Istotny udział w budowie geologicznej mają także osady mineralno-organiczne i torfy. Zajmują one znaczne powierzchnie w zlewniach jezior: Łukie, Moszne, Długie i Karaśne.



◀ Krajobraz Polesia
(fot. Z. Michalczyk)

Obszar Parku charakteryzuje się niewielkim zróżnicowaniem wysokości względnych i bezwzględnych. Równiny akumulacyjne zajmują największe powierzchnie, występując na dwóch nieznacznie zróżnicowanych poziomach wysokościowych. Niższy poziom budują wyłącznie osady holocenińskiej akumulacji wodnej i organicznej, stanowiąc najniżej położone obszary okresowo lub stale podmokłe (Wilgat 1954, 1963, 1965). Tworzą je m.in. dawniej rozległe, a obecnie będące w stadium zaniku jeziora oraz bagna i torfowiska. Wyższy poziom zajmuje równina plejstoceńskiej akumulacji wodnej, zbudowana z piasków oraz warstwowanych mułków i ilów. Niewiele wyżej wznoszą się równiny denudacyjne powstałe na osadach lodowcowych lub utworach kredowych. Najwyższe wzniesienia tworzą ostańce denudacyjne z płytko występującymi marglami kredowymi (np. w okolicach Zawadówki i Woli Wereszczyńskiej). Poleski krajobraz urozmaicają niewielkie zagłębienia krasu kredy piszącej, powierzchniowego i reprodukowanego, stale lub okresowo wypełnione wodą (Harasimiuk i in. 1998).

Wody podziemne

Według podziału Polski na jednostki hydrogeologiczne, Poleski Park Narodowy leży w regionie Środkowej Wisły w obrębie jednolitej części wód podziemnych nr 87, w której występują wody porowe (www.psh.gov.pl). Strefa aktywnej wymiany wód w obrębie utworów kredy górnej sięga 100–120 m p.p.t. Strop utworów kredy dolnej występuje na głębokości 400–850 m. W utworach kredy dolnej, jury oraz niektórych ogniw paleozoiku występują wody o mineralizacji powyżej $1 \text{ g} \cdot \text{dm}^{-3}$.

W obrębie holocenińskiej równiny akumulacyjnej zwierciadło wód podziemnych utrzymuje się nie głębiej niż 1 m, nawet w okresie długotrwałych okresów posusznych. Na obszarach równin denudacyjnych zwierciadło wody najczęściej stwierdzone jest na głębokości 2–3 m, zaś w obrębie ostańców denudacyjnych jego głębokość przekracza 5 m, a sporadycznie nawet 10 m.

Wody podziemne pierwszego poziomu występują w porowych osadach czwartorzędowych (piaski, torfy) oraz w szczelinowo-porowych utworach górnej kredy. W osadach czwartorzędu istnieje kilka zawadzionych warstw, zwykle słabo powiązanych hydraulicznie. Tworzą one kompleks wodonośny, powszechnie wykorzystywany do zaopatrzenia w wodę gospodarstw wiejskich. Płytkie wody poziomu czwartorzędowego mają zwierciadło swobodne, a głębsze – naporowe. Na obszarach ostańców denudacyjnych wody pierwszego poziomu o swobodnym zwierciadle występują w marglach. W głębszych strefach skał kredowych wody mają charakter naporowy. Ich zwierciadło na obszarach międzydolinnych zwykle stabilizuje się nieco poniżej rzędnej wód w utworach czwartorzędowych. Warunki zasilania pierwszego po-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Bagno Bubnów** – rozległe torfowisko niskie o charakterze węglanowym powstałe w niewielkich zagłębieniach terenu, na płytce zalegającym podłożu kredowym. Płaską powierzchnię obszarów podmokłych urozmaicają niewysokie wzniesienia kredowe porośnięte przez roślinność kserotermiczną. W krajobrazie zaznaczają się ponadto naturalne rozlewiska oraz niewielkie torfianki.



▲ Bagno Bubnów (fot. A. Różycki)



▲ Torfianki w kompleksie Bagna Bubnów (fot. A. Różycki)



◀ Torfowiska wokół
Jez. Moszne
(fot. A. Różycki)

mu są zróżnicowane, mimo małej miąższości strefy aeracji. Na 2/3 obszaru PIPN strefa aeracji obejmuje gliny zwałowe i ich eluwia, ility i mułki zastois-kowe oraz namuły i torfy o słabych warunkach przewodzenia wody. Na pozostałym obszarze występują utwory o średnich i dobrych warunkach filtracyjnych: piaski ze żwirami, piaski eoliczne i piaski rzeczne z mułkami (Michałczyk i in. 1993, 2002).

Ukształtowanie zwierciadła wody podziemnej wykazuje związek z rzeźbą terenu. Najwyżej zwierciadło wody podziemnej występuje na Garbie Włodawskim – ponad 180 m n.p.m. Lokalnie są to wody o charakterze wierzchówek, utrzymujące się na wkładkach utworów słabo przepuszczalnych. W kierunku południowym, rzędna zwierciadła wody maleje nawet do 165 m n.p.m. w stronę rozległego, równoleżnikowego obniżenia, leżącego w pasie od Zienek przez Lipniak, Nowiny, Durne Bagno, Mietiułkę aż do Kołaczy. Jest to strefa dużych spadków hydraulicznych, osiagających 10–15% i decydujących o spływie wód podziemnych do obniżenia ciągnącego się od Mietiułki do Zienek. U południowego podnóża Garbu Włodawskiego spadki hydrauliczne wynoszą tylko 0,3%. Przeważnie jednak zwierciadło wody podziemnej wykazuje w Parku niewielkie spadki, a liczne cieki naturalne i sztuczne mają mały zasięg drenażu. W południowej części PIPN osiąga ono rzędna 170 m n.p.m.

Rytm wahań zwierciadła wód podziemnych wskazuje na decydującą rolę zasilania atmosferycznego (Wilgat i in. 1984). Najwyższe stany wody przypadają na wiosnę (kwiecień). W kolejnych miesiącach – aż do jesieni – zwierciadło wody zwykle obniża się. Amplituda wahań wynosi od kilkudziesięciu

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jezioro Długie** – wraz z sąsiadującymi torfowiskami typu przejściowego i niskiego, jest jednym z najbardziej różnorodnych pod względem przyrodniczym obszarów PIPN. Od zachodu i wschodu otoczone jest obszarem spleji. Głębokość maksymalna wynosi ok. 1,70 m.

centymetrów na obszarach holocenijskich równin akumulacyjnych, do 2–3 m na terenach położonych wyżej.

Wody powierzchniowe

Sieć wód powierzchniowych Poleskiego Parku Narodowego tworzą rzeki: Piwonia Górna, Piwonia Dolna, Włodawka, Mietiutka, Bobryk, rowy melioracyjne i doprowadzalniki oraz jeziora: Łukie, Karaśne, Moszne, Długie, a także stawy i obszary podmokłe. W obrębie otuliny Parku znajdują się jeziora: Zagłębocze, Gumienko, Cycowe (Komorowskie), Zienkowskie, Płotycze, Karaśne k. Urszulina, Wereszczyńskie (Bąbelek) oraz Wytyczno (jezioro przekształcone na zbiornik retencyjny).

Obszar PIPN odwadniany jest przez górne biegi Włodawki i Piwonii, które zbierają wody ze strefy przyległej do działu wodnego II rzędu rozdzielającego zlewnie Bugu i Wieprza. Naturalna sieć rzeczna jest bardzo słabo wykształcona, o czym zadecydowało małe nachylenie terenu oraz bardzo płytkie występowanie wód podziemnych. Przed rozcięciem terenu rowami odwodnieniowymi, spływ wód był niezwykle powolny, jak również rozłożony w czasie. Konsekwencją prowadzonych od wielu lat zabiegów melioracyjnych jest przekształcenie naturalnego układu sieci rzecznej. Aktualny stan rzek, rowów i małych cieków jest wynikiem wykonanych w latach 60. XX w. melioracji związanych z realizacją systemu Kanału Wieprz-Krzna, których efektem było pocięcie powierzchni PIPN siecią rowów odwadniających. Prędkość



▲ Kwitnące bagno zwyczajne (*Ledum palustre* L.) przy Jez. Moszne (fot. K. Mięsiak-Wójcik)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Jezioro Moszne** – jezioro z kompleksem torfianek otoczone dystroficznymi torfowiskami typu wysokiego, przejściowego i niskiego. Obrzeże jeziora tworzy rozległa przestrzeń uginającego się kożucha torfowcowego (pła), określanego tutaj mianem „spleji”. Dojście do jeziora umożliwia drewniana kładka, która jest fragmentem ścieżki dydaktyczno-przyrodniczej „Dąb Dominik”. Innymi ciekawymi obiektami w zlewni Jez. Moszne są liczne torfianki. Charakteryzują się one różnym kolorem wody oraz zróżnicowaną sukcesją roślin.

- ◀ 1. Przetamowania odpływu wykonane w ramach prac renaturalizacyjnych (fot. K. Mięsiak-Wójcik)
2. Torfianka w zlewni Jez. Moszne (fot. M. Turczyński)



◀ Torfowisko Blizionki
(fot. A. Różycki)



◀ Torfowisko Krugłe Bagno
(fot. A. Różycki)



◀ Turzycowiska i mszary
(fot. A. Różycki)

płynięcia wody w rzekach jest mała, co jest konsekwencją ich niewielkiego spadku. Długość rzek płynących tylko w obrębie Parku wynosi: Piwonii Dolnej – 4,88 km, natomiast Mietułki – 9,25 km. Pozostałe rzeki przepływają tylko przez jego otulinę, ale wskutek małych deniwelacji terenu, zasięg ich drenażu obejmuje cały obszar Parku (Michalczyk i in. 2002).

W granicach PIPN znajdują się cztery z ponad 60 jezior łączyńsko-włodawskich. Trzy z nich: Moszne, Długie i Karaśne to małe, płytkie zbiorniki dystroficzne, otoczone szerokim pasem spleji. Czwarte, również płytkie Jez. Łukie o powierzchni 131,63 ha, jest zbiornikiem eutroficznym z szerokim pasem szuwarów i miejscami ze spleją. Z prowadzonego monitoringu wynika, że amplituda wahań stanów wody w jeziorach PIPN przekracza nieco 40 cm.

Średni odpływ z obszaru PIPN wynosi ok. 110 mm, przy średniej sumie rocznej opadu równej 550 mm (Kaszewski 2002). Ewapotranspiracja potencjalna z obszarów łąk dostatecznie uwilgotnionych przekracza w okresie wegetacyjnym nawet 600 mm, natomiast parowanie terenowe z obszarów wyżej położonych oceniane jest na ok. 450 mm (Szajda 1989). Zasilenie podziemne rzek nieznacznie przekracza połowę odpływu całkowitego. Odpływ w miesiącach wiosennych osiąga prawie 40% sumy rocznej (Wilgat i in. 1992). Od kwietnia do września, miesięczne sumy parowania

Jeziora Poleskiego Parku Narodowego i ich zlewnie (Michalczyk i in. 2002)

Jezioro	Powierzchnia jeziora [ha]	Powierzchnia zlewni jeziora [ha]
Długie	30,66	426,15
Karaśne	3,52	170,78
Łukie	131,63	564,03
Moszne	17,14	727,68

Jeziora i ich zlewnie w otulinie Poleskiego Parku Narodowego (Michalczyk i in. 2002)

Jezioro	Cycowe	Gumienko	Karaśne	Lejno	Płotycze	Wereszczyńskie	Wytyckie	Zagłębcze	Zienkowskie
Powierzchnia jeziora [ha]	9,20	4,98	0,66	0,02	10,19	4,06	254,08 483,80*	51,03	6,62
Powierzchnia jego zlewni [ha]	131,28	426,15	248,97	495,05	170,78	727,68	brak danych	463,64	330,78

* powierzchnia zbiornika w obrębie grobli



1



2

są znacznie wyższe od sum opadów atmosferycznych, co przyczynia się do powstawania okresowych deficytów wody. Uzupełnianie zasobów wód podziemnych i powierzchniowych odbywa się w miesiącach jesiennych i zimowych, kiedy parowanie jest małe.

Wykorzystanie wód

Wykorzystanie wód Poleskiego Parku Narodowego jest współcześnie niewielkie i obejmuje przede wszystkim lokalny pobór wody do celów gospodarczych. Eksploatacja wody z różnych poziomów – od czwartorzędowego do karbońskiego – odbywa się głównie w rejonie szybów kopalni Węgla Kamiennego „Bogdanka”, znajdujących się kilka kilometrów na południowy-zachód od PIPN. Na terenie Parku, w obrębie stawów w Pieszowoli i Starym Brusie, dozwolona jest także ograniczona gospodarka rybacka. Ponadto staw Głęboki został udostępniony do odpłatnego, amatorskiego połowu ryb w okresie od 1 maja do 30 czerwca. Jeziora PIPN zostały całkowicie wyłączone z rekreacji i udostępnione są jedynie do celów dydaktyczno-naukowych. Działalność rybacka ograniczona została tylko do odłowów regulacyjno-selekcyjnych i kontrolnych (m.in. w celu zachowania założonego typu rybackiego jezior).

- ◀ 1. Zlewnia Jez. Moszne – ols w okresie wilgotnym (fot. K. Mięsiak-Wójcik)
- 2. Zlewnia Jez. Moszne – ols w okresie suszy letniej (fot. M. Turczyński)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jezioro Karaśne** – niewielki śródlęśny zbiornik reprezentujący ostatni etap ewolucji zbiornika wodnego. Ponad 70% jego powierzchni porośnięte jest roślinnością wynurzoną i spleją. Pasem o szerokości ok. 1 km otaczają go torfowiska przejściowe i niskie.



- ▲ Jez. Karaśne koło Łomnicy (fot. A. Różycki)

Jakość wód

Wody podziemne Poleskiego Parku Narodowego występują w utworach kredowych, plejstoceńskich i holoceńskich, co decyduje o ich różnorodności hydrochemicznej. Wody kontaktujące się utworami węglanowymi górnej kredy mają charakter dwujonowy i są typu wodorowęglanowo-wapniowego, mają też odczyn lekko zasadowy. Sucha pozostałość wynosi od 300 do 450 mg · dm⁻³. Stwierdzane są niekiedy podwyższone ilości związków żelaza i manganu, niekiedy ponad wartości dopuszczalne w normach dla wód przeznaczonych do picia. Wody te ujmowane są często w celach konsumpcyjnych.

Wody zbiornika plejstoceńskiego, obejmującego warstwy piasków, glin, mułków, namułów mineralnych i organicznych, charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem zawartości rozpuszczonych węglanów: od kilkunastu mg · dm⁻³ CaCO₃ do ponad 250 mg CaCO₃ w dm³. Udział węglanu wapnia w mineralizacji ogólnej przekracza w niektórych wodach 30%. Wody te stanowią podstawowe źródło zasilania torfowisk i jezior.

Wody występujące w obrębie torfowisk – zwłaszcza przejściowych i wysokich – mają kolor herbaty. Są one ubogie w składniki mineralne oraz posiadają dużą kwasowość (od pH 3 do pH 5). Specyficzny typ torfowiska tzw. węglanowego znajduje się w południowej enklawie PIPN. Wody tego



WARTO ZOBACZYĆ

- **Durne Bagno** – najbardziej cenny pod względem przyrodniczym kompleks torfowiskowy na Lubelszczyźnie. Ścisłej ochronie podlega tu przede wszystkim torfowisko wysokiego typu kontynentalnego o maksymalnej miąższości torfu dochodzącej do 7 m, otoczone pierścieniem podtopionego okrajka. Na skraju torfowiska znajduje się platforma widokowa.



▲ Przetamowanie Mietiutki (fot. Z. Michalczyk)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Mietiułka** – jedna z czterech rzek PIPN. Ze względu na prowadzone od ponad wieku intensywne prace melioracyjne, ciek ten zatracił naturalny charakter. Stanowi jednak typowy przykład poleskiej strugi o niewielkim przepływie i spadku, wyprostowanym korycie silnie zarastającym roślinnością. Wzdłuż górnego odcinka Mietiutki wyznaczono dydaktyczno-przyrodniczą ścieżkę rowerową.

◀ Zarastające obrzeża Jez. Łukiego (fot. A. Różycki)



1

▲ 1. Durne Bagno z torfowiskiem wysokim (fot. A. Różycki)

2. Durne Bagno – owocująca wełnianka pochwowata (*Eriophorum vaginatum* L.) (fot. A. Różycki)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Kompleks Stawów Pieszowolskich** – zespół zbiorników wodnych znajdujący się na południe od miejscowości Pieszowola. Tworzy go 13 stawów rybnych o łącznej powierzchni ponad 121 ha. Kompleks ten został założony jako stawy przydworskie pod koniec XIX w. przez szlachcica Tyburcego Krassowskiego – właściciela tamtejszych ziem. Stawy Duża Zośka (22,66 ha) i Dziki (22,15 ha) są największymi obiektami tego fragmentu Parku. Pomiędzy zbiornikami poprowadzono ornitologiczną ścieżkę dydaktyczną „Perehod” o długości 5 km. Została ona wyposażona w dwie wieże widokowe i schron obserwacyjny. Jeden ze zbiorników (Staw Głęboki) udostępniony jest do wędkowania.



2



▲ Kompleks Stawów w Pieszowoli (fot. A. Różycki)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Kompleks Stawów Bruskich** – fragment grupy zbiorników sztucznych usytuowanych w pobliżu miejscowości Stary Brus. W obrębie Parku znajdują się tylko trzy zbiorniki o łącznej powierzchni 80,9 ha; jeden z nich – Staw Perkoz – jest największym pod względem powierzchni (44 ha) sztucznym zbiornikiem na terenie PIPN.



▲ Staw Graniczny w Starym Brusie (fot. A. Różycki)

torfowiska kalcyfilnego zawierają ponad $250 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3} \text{ CaCO}_3$, a ich odczyn jest na ogół zasadowy. Decydują o tym skały węglanowe, które występują tu płytko (Michalczyk i in. 2002).

Zagrożenia wód

Do przeobrażenia stosunków wodnych Polesia doprowadziła działalność gospodarcza. Jej konsekwencją jest lokalne obniżenie zwierciadła wody, które spowodowało zmniejszenie zasięgu występowania stałych i okresowych mokradeł (Wilgat 1963; Wilgat i in. 1984, 1992). W warunkach naturalnych torfowiska zasilane były wodą opadową oraz wodami podziemnymi spływającymi do obniżen z przyległych obszarów, a także wodami naporowymi, które decydowały o stabilizacji zwierciadła wody pierwszego poziomu. Nasilające się oddziaływanie antropogeniczne, związane z wykorzystaniem wód podziemnych (w tym również z poziomów naporowych), kopaniem rowów odwadniających oraz powstawanie dołów po eksploatacji torfu, doprowadziły do obniżenia zwierciadła wody. Jego konsekwencją są zmiany warunków siedliskowych, murszenie torfów oraz wkraczanie lasu na obszary torfowiskowe.

Zmeliorowanie obszaru Polesia i PIPN, a także czasowe doprowadzanie wody z Kanału Wieprz-Krzna, przyspieszyło wymianę wody, a także wpłynęło na zwiększenie spływu wód opadowych i roztopowych z obszarów podmokłych. Dostarczanie wody z zewnątrz prowadzi do niepożądanych zmian jakości wód, zmniejszenia naturalnego zróżnicowania hydrochemicznego i hydrobiologicznego ekosystemów, a także przyczynia się do przyspieszenia zaniku jezior (Janiec 1993).

Jednym z poważnych zagrożeń Parku jest nieuporządkowana gospodarka wodno-ściekowa w obrębie miejscowości znajdujących się w jego granicach i na obrzeżu oraz osiedli domków letniskowych. Zrzucanie ścieków komunalnych do jezior (m.in. Zienkowskiego, Cycowskiego) oraz stosowanie nawozów i środków ochrony roślin w rolnictwie, powoduje istotną degradację jakości wód Parku.

Kolejnym niebezpieczeństwem jest eksploatacja węgla w Kopalni Węgla Kamiennego „Bogdanka” (Michalczyk i in. 2003, Wilgat i in. 1992). Zastosowana metoda wydobywania węgla „na zawal” powoduje osiadanie terenu w sąsiedztwie Parku i powstawanie lokalnych podtopień (rozlewisk). Próby odwadniania zalanych obszarów, polegające na wykonaniu sieci drenażu, są z kolei przyczyną zmian kierunku i przyspieszenia odpływu wód. Procesy te prowadzą do przesunięcia podziemnych działów wodnych, a tym samym do zmian powierzchni zlewni wielu jezior. Konsekwencją tych przeobrażeń może być nieodwracalne zmniejszenie zasobów wodnych Parku.



WARTO ZOBACZYĆ

- **Jezioro Łukie** – największe jezioro PIPN o głębokości maksymalnej 3,9 m, typu eutroficznego. Otoczone jest lasem, podmokłymi łąkami oraz pasem trzciny i szuwarów. Obserwację zbiorowisk roślinnych umożliwia ścieżka przyrod-



Korzystne dla środowiska są podjęte przez PIPN zabiegi renaturalizacyjne prowadzące do odtworzenia i zachowania naturalnej sieci hydrograficznej: rzek, jezior, stawów, bagien, torfianek, torfowisk i stałych podmokłości (Radwan 2003). Spowolnienie odpływu i zatrzymanie wody w zlewni oraz wyższy w ostatnich latach opad, spowodowały podniesienie zwierciadła wód podziemnych, co sprzyja zachowaniu krajobrazu poleskiego.

Wody PIPN i terenów przyległych powinny być chronione przed zmianami ilościowymi i jakościowymi. Stanowią one bowiem bezcenne bogactwo, decydujące o jego wysokich walorach przyrodniczych, krajobrazowych i rekreacyjnych.

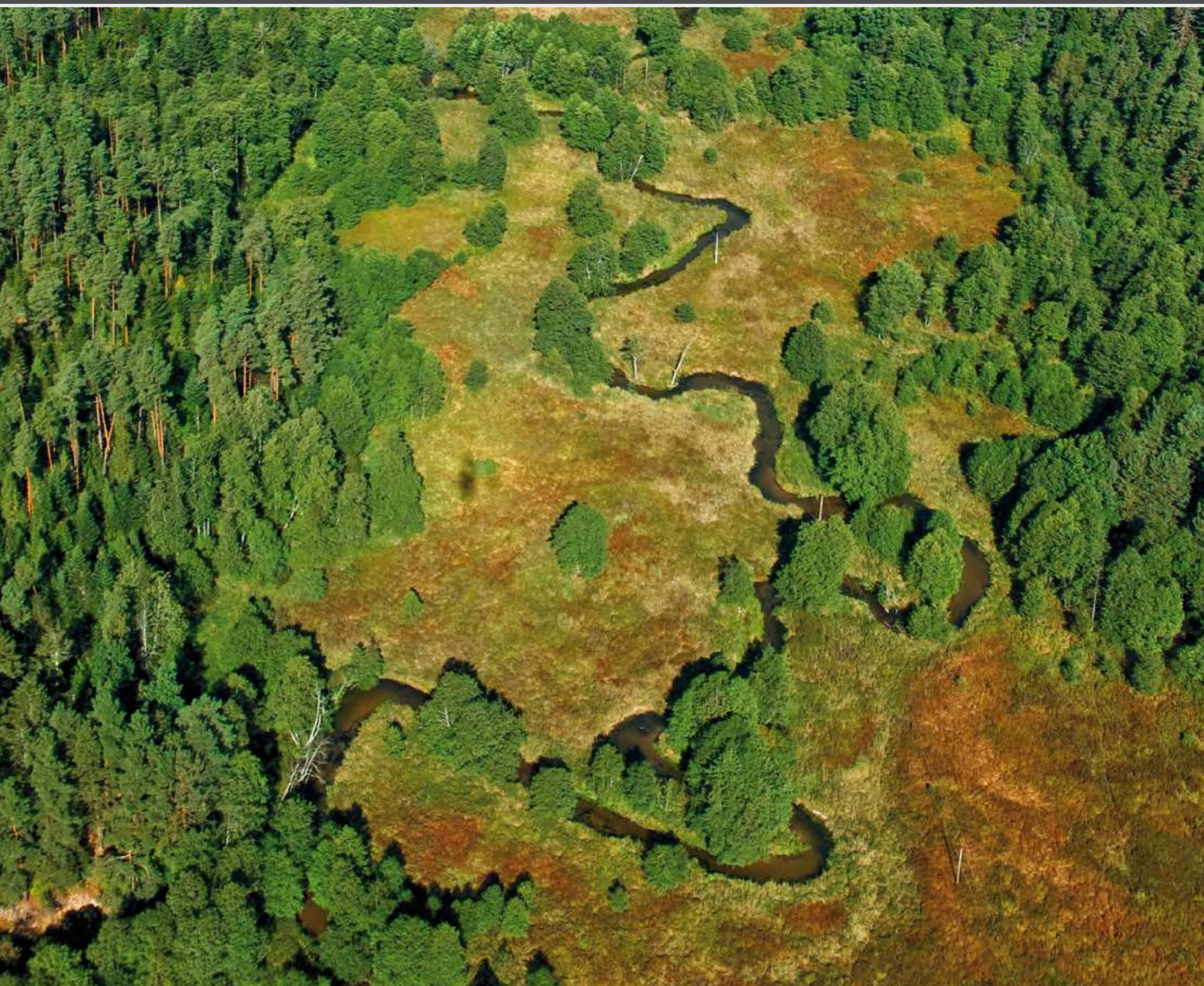
▲ Jez. Łukie (fot. A. Różycki)

nicza „Splawy”, rozpoczynająca się przy Ośrodku Dydaktyczno-Muzealnym PIPN w Załuczu Starym. Ścieżka daje sposobność zapoznania się z intensywną sukcesją roślinności wodnej – w tym – osoki aleosowatej *Stratiotes aloides* L.).



Wody w parkach narodowych Polski

ROZTOCZAŃSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map
Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce
Dolina Wieprza
(fot. P. Marczakowski)

Korekta
Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP
lookStudio
e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Roztoczański Park Narodowy

Stefan Bartoszewski, Zdzisław Michalczyk



www.roztoczanskipl.pl

Położenie

Roztoczański Park Narodowy (RPN) położony jest prawie w całości na terenie Roztocza Środkowego (Tomaszowskiego), jedynie jego zachodni fragment wchodzi w skład Roztocza Zachodniego (Szczepreszyńskiego; Kondracki 2001). Jego obszar znajduje się w odległości kilkunastu kilometrów od Zamościa i 90 kilometrów od Lublina. Roztocze zajmujące w granicach Polski ok. 2100 km², położone między Wyżyną Lubelską i Kotliną Sandomierską, ciągnie się łagodnym łukiem o długości 180 km w kierunku NW-SE, od okolic Kraśnika aż za Lwów. Zajmuje obszar o szerokości od 14 do 28 km, wyraźnie górujący nad sąsiednimi krainami, od których oddzielony jest kilkudziesięciometrowymi krawędziami o założeniach tektonicznych. Rozdziela systemy wodne Wieprza i Bugu od północnego wschodu oraz Sanu i Dniestru od południowego zachodu. Położenie wododziałowe było podstawą słowotwórczą do nazwy regionu, bowiem gwarowe słowo „roztocz” oznacza rozlewisko albo dział wodny (Maruszczak, Wilgat 1956).

Obszar RPN zajmuje tereny przylegające do doliny Wieprza i jego dopływu Świerszcza. Najwyższym wzniesieniem RPN jest Góra Dach o wysokości 366,6 m n.p.m., natomiast najniższy położony punkt leży na wysokości 224 m n.p.m. w dolinie Wieprza w Zwierzyńcu. Najcenniejsze fragmenty Parku objęte są ochroną ścisłą (8,06 km² tj. 9,5%), a ochrona częściowa obejmuje 73,20 km², czyli 86,3% powierzchni Parku. Pozostałe obszary o powierzchni 3,57 km² (4,2%) podlegają ochronie krajobrazowej (Bartoszewski, Wilgat 2004). Strefa ochronna RPN o powierzchni 380,96 km²

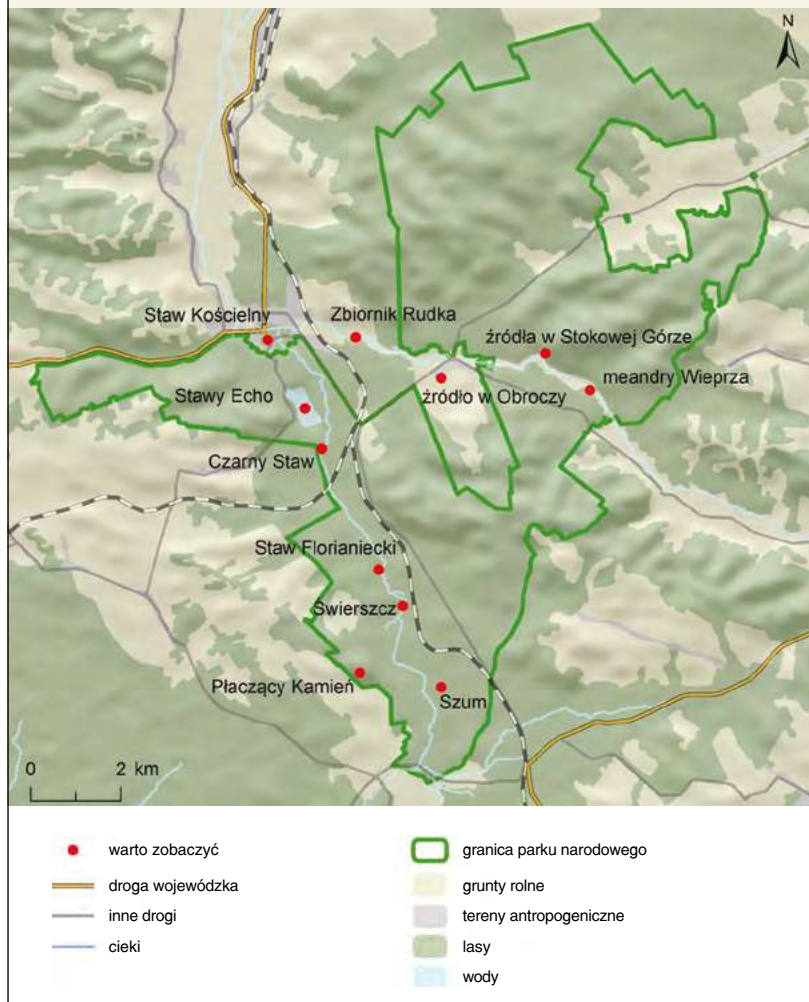


METRYKA PARKU

Data utworzenia: 14 maja 1974 r.
Powierzchnia: 84,83 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,20 km · km²
Gęstość źródeł: 0,22 km²
Liczba oczyszczalni ścieków: 10

Roztoczański Park Narodowy

miejsca, które warto zobaczyć



należy do największych wśród polskich parków narodowych, a jej obszar zajmują głównie użytki rolne.

W strukturze pokrycia terenu dominują powierzchnie leśne zajmujące 95% obszaru RPN. Według klasyfikacji fitosocjologicznej zespołami dominującymi są buczyna karpacka – mieszany las bukowo-jodłowy z domieszką grabu, jaworu, klonu i świerka (26% powierzchni) oraz bór sosnowy (19%) i wyżynny jodłowy bór mieszany (8,5%). Duży udział (24%) mają antropogeniczne zbiorowiska zastępcze, powstałe po zniszczeniu naturalnych lasów liściastych i mieszanych.

Środkową część Parku przecinają dwie linie kolejowe: normalnotorowa i szerokotorowa (tzw. „hutniczo-siarkowa”). Pas torowiska wyłączony spod zarządu RPN stanowi element kolidujący z zadaniami ochronnymi parku narodowego. Linia szerokotorowa została przeprowadzona przez teren Parku z naruszeniem prawa w latach 70. XX w. Drogi wojewódzkie Zamość – Biłgoraj i Zamość – Józefów biegną w pewnym oddaleniu od granic Parku. Lokalnym węzłem drogowym jest Zwierzyniec, mający połączenia drogowe z Zamościem, Krasnobrodem, Józefowem i Biłgorajem.

Budowa geologiczna i rzeźba

Roztoczański Park Narodowy leży w strefie Teisseyre’a – Tornquista, oddzielającej prekambryjską platformę wschodnioeuropejską od młodszych struktur fałdowych Europy Zachodniej (Pożaryski 1974). Ta strefa nieciągłości była czynna podczas całej historii geologicznej regionu. Trzon obecnego Roztocza tworzy ponad tysięczmetrowa seria skał mezozoicznych, przede wszystkim gnejsów, opok i opok marglistych. Ruchy tektoniczne w trzeciorzędzie (wywołane naciskiem tworzącego się masywu karpackiego) doprowadziły do oddzielenia się Roztocza od zapadliska przedkarpackiego i stopniowego, trwającego do chwili obecnej, wypiętrzania Roztocza. Wynikiem zróżnicowanego dźwignania było rozbitcie na szereg bloków zachodzące wzdłuż dyslokacji tektonicznych (Harasimiuk 1994).

Na obszarze Parku wyróżniono 4 bloki tektoniczne: północno-wschodni z kulminacją Pałkowej Góry (340,2 m n.p.m.), wschodni (grzbiet Bliżowa) z Górą Szczob (337,3 m n.p.m.), centralny, z najwyższym wzniesieniem Parku, Górą Dach (366,6 m n.p.m.) oraz zachodni blok strefy krawędziowej z kulminacją 326,3 m n.p.m. Blok zachodni od pozostałych form oddziela tektoniczny rów Padołu Zwierzynieckiego, przecinający w poprzek pasmo Roztocza. Charakterystycznym elementem rzeźby Parku są spłaszczenia wierzchołkowe, powstałe jako zrównania denudacyjne oraz stoki o znacznym nachyleniu. Wśród obniżień terenu główną rolę odgrywa dolina Wieprza. Górny odcinek powyżej Zwierzyńca rozwinął się na linii dyslokacji tektonicznej o kierunku WNW-ESE. Dolina jest wąska, a głębokość wcięcia dochodzi prawie do 100 m, jej dno wypełnia kilkudziesięciometrowa seria osadów plejstocenu i holocenu. Rzeka silnie meandruje i słabo wciną się miejscami w podmokłą terasę zalewową. W Zwierzyńcu dolina przybiera kierunek zbliżony do południkowego, a jej szerokość wzrasta do 2 km (Bartoszewski, Wilgat 2004).

Strefa krawędziowa, przez którą przebiega zachodnia granica Parku, ma formę licznych izolowanych wzgórz, zbudowanych z osadów morza mioceńskiego wykształconych jako piaski, piaskowce oraz różnego rodzaju

WARTO ZOBACZYĆ

- **Meandry Wieprza** – najliczniejsze i najsilniej rozwinięte meandry występują między Guciowem a Rudką; największy meander o długości 520 m znajduje się na wschód od Obroczy na wysokości 232 m n.p.m. Powyżej Guciowa meandry występują mniej licznie, ale są wśród nich szerokopromienne, dobrze wykształcone. Dolina ma płaskie dno z rozległą terasą zalewową. Na odcinku doliny z meandrującą rzeką znajdują się liczne starorzecza. Są to odcięte nigdy meandry, będące w różnych fazach zaniku. Niektóre spośród nich zachowały jeszcze częściową łączność z korytem rzeki, inne są zupełnie izolowane, część zarasta. Na dwukilometrowym odcinku doliny u stóp Stokowej Góry stwierdzono 21 dobrze zachowanych, odciętych i częściowo zarośniętych starorzeczy. Przeważnie występują po lewej orograficznie stronie Wieprza w zakrzaczonej, miejscami podmokłej dolinie o szerokości od 160 do 510 m.

wapienie, m.in. rafowe wapienie litotamniowe i zlepy muszlowe. Wzgórza te mają czapy twardych wapieni trzeciorzędowych, a ich stoki przyjmują charakterystyczne kształty, strome w części górnej i łagodne w części dolnej, gdyż są zbudowane z mniej odpornych skał wieku kredowego (Bartoszewski, Wilgat 2004).

Wody podziemne

Główny zbiornik wód podziemnych istnieje w porowo-szczelinowych skałach górnej kredy, wykształconych jako margle, opoki i gezy. Występujące w nich wody noszą nazwę roztoczańskiego poziomu, którego wysokość występowania nawiązuje do rzędnych dolin rzecznych, stanowiących bazy lokalnego drenażu wód (Michalczyk 1982). W przeważającej części Parku wody te stanowią pierwszy i jedyny poziom użytkowy. W strefach dolin rzecznych wody piętra kredowego łączą się z wodami wypełniającymi aluwia, tworząc wspólny system krążenia i drenażu. Natomiast w wyżej wyniesionych obszarach, ponad poziomem roztoczańskim, lokalnie utrzymują się – w skałach kredowych lub w zalegających na nich osadach czwartorzędowych – górne poziomy wodonośne. Mają one nie tylko lokalne znaczenie gospodarcze, lecz także wyraźnie różnicują warunki siedliskowe Parku (Wilgat, Michalczyk 1987). Doliny rzeczne założone w strefach dyslokacji tektonicznych są głównymi obszarami drenażu wód. Jednocześnie są to strefy największych przepływów wód podziemnych, w których istnieją liczne źródła oraz dobre warunki do ujmowania wód podziemnych.

Wody w utworach czwartorzędowych nie tworzą ciągłego poziomu wodonośnego, a największe ich zbiorniki stanowią kopalne doliny Wieprza i Świerszcza, wypełnione różnoziarnistymi piaskami. Poziom górny o swobodnym zwierciadle wody występuje w aluwiach na głębokości kilku metrów. Natomiast głębiej występujący poziom wód kredowych o charakterze naporowym, nawiercany jest na ok. 40 m p.p.t., a jego zwierciadło ustala się na głębokości od 2 do 4 m. W strefach zrównań wierzchowinowych i w dnach dolin denudacyjnych lokalnie istnieją zbiorniki wód czwartorzędowych o niewielkiej zasobności. Ich charakterystyczną cechą jest płytkie występowanie i duże wahania zwierciadła wody. Obecność tych wód podkreślają pojedyncze niewielkie źródła oraz okresowe wypływy typu wysięków, a także lokalne podmokłości (Michalczyk 1988).

Głębokość występowania wody jest bardzo zróżnicowana. Najpłycej – poza obszarami stale lub okresowo zabagnionymi – zwierciadło wody utrzymuje się w dolinach rzecznych. Wraz z oddalaniem się od rzek i ze zwiększaniem się wysokości względnego terenu głębokość występowania wody wzrasta. W strefach wierzchowin, o ile nie występuje poziom górny lub

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródło w Obroczy** – znajduje się w odległości 20 m od koryta Wieprza, posiada wydajność średnią ok. 30 dm³·s⁻¹. Jest to źródło podzboczowe, woda wypływa z kilkunastu miejsc. Najwydajniejsze z nich jest obudowane i zadaszone. Źródło jest intensywnie użytkowane.



1



2



3



4

zawieszony, miąższość strefy aeracji wynosi 30–50 m, a miejscami dochodzi nawet do 100 m.

Najwydajniejsze źródła na terenie Parku wypływają spod Stokowej Góry, gdzie Wieprz podcina prawe zbocze doliny. Ich średnia łączna wydajność wynosi $151 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a skrajne ilości wypływającej wody zmieniały się od 94 do $358 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Michalczyk i in. 2009). Na terenie strefy ochronnej Parku dość wydajne źródła znajdują się w pobliżu stacji kolejowej Józefów Roztoczański ($20\text{--}30 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) oraz w Obroczy ($19\text{--}52 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$); wypływają one niemal na granicy Parku (Michalczyk 1993; Michalczyk, Wilgat 1994).

W bezpośrednim sąsiedztwie Parku znajduje się kilka źródeł o znacznej wydajności: Wywłoczka (ok. $50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), Wierzchowiny (dwa wypływy 15 i $18 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), Zarzecze ($17 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), Górecko Stare ($6\text{--}10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; Michalczyk 1996; Michalczyk i in. 2009; Wilgat, Michalczyk 1987).

Wody źródeł kredowo-trzeciorzędowych mają mineralizację powyżej $300 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, a czwartorzędowych poniżej $200 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Michalczyk i in. 2009). Wody głównego, tzw. roztoczańskiego poziomu wodonośnego,

- ▲ 1. Nisza źródłiska w Stokowej Górze (fot. S. Bartoszewski)
- 2. Koryto Wieprza (fot. P. Marczakowski)
- 3. Źródło podzboczowe w Stokowej Górze (fot. P. Marczakowski)
- 4. Źródło w Obroczy (fot. S. Bartoszewski)



WARTO ZOBACZYĆ

● **Staw Kościelny** – staw zasilany zachodnią odnogą Świerzcza; posiada powierzchnię 3,7 ha i pojemność 52 tys. m³. Na odpływie ze stawu znajduje się zabytkowy młyn wodny. Na Stawie Kościelnym jest wyspa, na której w latach 1741–1747 wzniesiono kościół w stylu barokowym fundacji Tomasza i Teresy Zamoyskich.

◀ Staw Kościelny w Zwierzyńcu (fot. P. Marczakowski)



▲ Czarny Staw (fot. S. Bartoszewski)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Czarny Staw** – zbiornik na 6 km biegu Świerzcza utworzony powyżej betonowego jazu o wysokości 2,5 m z dwoma przepustami. Piętrzy on wody Świerzcza na potrzeby Stawów Echo. Część wody za pośrednictwem doprowadzalnika kierowana jest na zachód do stawów, reszta głównym korytem płynie do Wieprza. Zbiornik stanowi malowniczy element w śródleśnym krajobrazie.



▲ Staw Florianiecki (fot. S. Bartoszewski)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Staw Florianiecki** – staw utworzony w 1968 r., zasilany wodami Świerzcza, leży na wschód od osady leśnej Florianka, na terenie Szerokiego Bagna. Poza ogroblowanym sektorem południowo-wschodnim pozostałe brzegi zbiornika są całkowicie płaskie, wskutek czego linia brzegowa stawu jest bardzo zmienna (ok. 1,6 ha). Po 40 latach istnienia zbiornik był w fazie zaniku. Górna i środkowa część stawu silnie

zarastała roślinnością szuwarową. Dno zbiornika było pokryte warstwą namułu o charakterze mineralno-organicznym oraz liśćmi olszy czarnej porastającej brzegi stawu. Warstwa wody w stawie była niewielka, maksymalnie dochodziła do ok. 0,5 m. W 2009 r. staw oczyszczono z namulów i wybudowano nowy przepust w grobli piętrzącej wodę.



WARTO ZOBACZYĆ

● **Płaczący Kamień** – forma skalna zbudowana z częściowo skrzemieniałych wapieni miocenu ulegających selektywnemu wietrzeniu mająca kształt podwieszanej ambony o długości 6 m i wysokości 2,5 m. Ze spągu skały spływa kroplami woda w sposób budzący skojarzenie ze łzami. Płaczący Kamień znajduje się w środko-

◀ „Płaczący Kamień”
(fot. S. Bartoszewski)

wej części pasa form skalnych w pobliżu Górecka Nowego na SE stoku Świstkowej Góry (w pobliżu przebiega „Szlak krawędziowy Rostocza”).

WARTO ZOBACZYĆ

▼ **Zbiornik Rudka** na Wieprzu w Zwierzyńcu (fot. P. Marczakowski)

● **Zbiornik Rudka** – zbiornik rekreacyjny na górnym Wieprzu o powierzchni 6 ha i pojemności 158 tys. m³ znajdujący się w Rudce – dzielnicy

Zwierzyńca. Górny Wieprz zasilany jest głównie wodami piętrowego kredowego o dość niskiej temperaturze, toteż w okresie letnim, temperatura wód w zbiorniku wynosi ok. 15°C, co ogranicza kąpiel-

skowe wykorzystanie. Przy jazie zbiornika funkcjonuje niewielka hydroelektrownia.



cechują się wysokimi zawartościami jonów wodorowęglanowych i wapniowych (HCO_3^- od 187 do $420 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, Ca^{2+} od 69 do $138 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Na obszarach występowania lessu (np. źródło Zarzecze) stwierdzano podwyższone zawartości węglanów. Pozostałe jony występują w znacznie niższym stężeniu niż wcześniej wymienione. Koncentracja sodu, potasu oraz magnezu nie przekracza kilku $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Stężenia siarczanów i azotanów utrzymują się na poziomie od kilku do kilkudziesięciu $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, zaś chlorków – kilku $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$.

Wody źródeł drenujących utwory czwartorzędowe (głównie piaski) charakteryzują się odczynem słabo kwaśnym i niską mineralizacją. Stężenie węglanów w tych wodach jest znacznie niższe niż w źródłach kredowo-trzeciorzędowych. Dominują w nich jony wodorowęglanowe i wapniowe, których stężenie wynosi od kilkunastu do kilkudziesięciu $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Zawartość pozostałych głównych jonów kształtuje się przeważnie na poziomie kilku $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, a w przypadku jonu siarczanowego – kilkunastu $\text{mg} \cdot \text{dm}^{-3}$.

RPN położony jest na obszarze chełmsko-zamojskiego Głównego Zbiornika Wód Podziemnych (nr 407) o charakterze szczelinowym, gdzie średni moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi $5 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Jest to obszar jednolitej części wód podziemnych nr 107 cechującej się wodoprzepuszczalnością od $3 \cdot 10^{-5}$ do $1 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Matecka i in. 2007).

Wody powierzchniowe

Obszar Rostoczańskiego Parku Narodowego położony jest niemal w całości w bezpośredniej zlewni górnego Wieprza i jego dopływu Świerszcza. Jedynie niewielka południowo-zachodnia część Parku odwadniana jest przez Szum (dopływ Tanwi). Na wschodniej granicy strefy ochronnej Parku do Wieprza uchodzi potok Jacynka. Spadek Wieprza w obrębie RPN wynosi 1,18‰.

Należy podkreślić, że sieć wód powierzchniowych jest niezwykle uboga (średnia gęstość wynosi $0,20 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$), gdyż tworzy ją tylko odcinek Wieprza, Świerszcz oraz krótkie fragmenty Szumu i Krupca mające łączną długość 17 km. Rozległe strefy zboczy i wierzchołków są niemal pozbawione powierzchniowych form występowania wody.

Wieprz bierze początek kilkadziesiąt kilometrów na wschód od Zwierzycy w Jez. Wieprzowym. W obrębie Parku rzeka ma długość 5 km, co przy długości osi doliny 3,1 km daje współczynnik rozwinięcia koryta równy 1,6. Rzeka na terenie Parku nie przyjmuje żadnych dopływów. Pomiedzy wsiami Guciów i Obroc (na odcinku 5 km) płynie równoleżnikowo niemal przez środek Parku. Jest to strefa bardzo intensywnego drenażu kredowego poziomu wodonośnego. Między profilami wodowskazowymi Gu-

• **Źródła w Stokowej Górze** – położone w bezpośrednim sąsiedztwie koryta Wieprza u podnóża Stokowej Góry. Jest to najbardziej okazały naturalny wypływ wód podziemnych w RPN. W rozległej, zakrzaczonej niszy, u stóp stromego zbocza znajduje się kilka intensywnych wypływów szczelinowych, descensyjnych i ascensyjnych, które wyprowadzają średnio ok. $150 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ wody. Warstwą wodonośną są silnie uszczelinione opoki mastrychtu.



ciów i Zwierzyniec przepływ Wieprza wzrasta dwukrotnie, podczas gdy powierzchnia zlewni powiększa się o 132%.

W Zwierzyncu (w strefie ochronnej Parku), na miejscu dawnego zalewu gromadzącego wody na potrzeby tartaku, wybudowano zbiornik retencyjny dla celów rekreacyjnych o powierzchni ok. 6 ha. Górna część dorzecza



◀ Szum w południowej części RPN
(fot. P. Marczakowski)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Szum** – źródłowym odcinkiem Szumu jest ciek odwadniający północny skraj bagna Międzyrzeki. Na drugim kilometrze biegu, Szum przyjmuje niewielkie dopływy m.in. z bagien Międzyrzeki i Jałowe Cieliska. Koryto rzeki ma naturalny, kręty bieg, jego szerokość wynosi ok. 5 m. Dno koryta rzeki jest piaszczyste, ale miejscami pojawiają się organogeniczne namuły koloru brązowego. Również woda ma podobny odcień. Koryto w wielu miejscach przegradzają przewrócone drzewa, a na dopływach istnieją żeremia bobrów. Dno doliny Szumu porasta w większości subboreralny wilgotny bór mieszany. Tylko w rejonie powyżej ujścia Krupca przeważa łąg jesionowo-olszowy.

◀ Górny bieg Świerszcza
(fot. P. Marczakowski)



◀ Północna część
Stawów Echo
(fot. P. Marczakowski)

Wieprza zamknięta profilem wodowskazowym w Zwierzyńcu obejmuje powierzchnię 405,3 km²; a średni przepływ rzeki w latach 1951–2000 wynosił 2,08 m³·s⁻¹. Udział zasilania podziemnego w całkowitym odpływie Wieprza w Zwierzyńcu wynosi 83%, co decyduje o stabilnym przepływie rzeki (Michalczyk 1986). Poza Wieprzem, ilość płynącej wody w rzekach jest niewielka, gdyż zbierają one wody tylko ze źródłowej części swoich zlewni.

W centrum Zwierzyńca do Wieprza wpada Świerszcz odwadniający południową część RPN. Jest to mały strumień o niewielkim spadku i nieznacznym wcięciu w podłoże o średnim przepływie ok. 200 dm³·s⁻¹. Wzdłuż jego biegu widoczne są źródła i wysięki, zasilane wodami głównego poziomu wodonośnego. W dolnym biegu rzeki znajduje się kompleks Stawów Echo o powierzchni ok. 40 ha oraz tzw. Staw Kościelny w Zwierzyńcu o powierzchni ok. 3,7 ha.

Z południowych peryferii RPN wody odprowadza Szum, który płynie przez zabagnione i pokryte wydmami tereny leśne. Szczególnie interesujące przyrodniczo jest kontynentalne torfowisko wysokie zajmujące centralną, część rezerwatu bagienno „Międzyrzeki”. Istniejący tu kompleks torfowisk stanowi ostoję cennych gatunków flory i fauny pochodzenia borealnego i atlantyckiego. Torfowiska są przyrodniczymi osobliwościami RPN, w którym ponad 90% obszaru zajmują powierzchnie leśne. Od 2009 r. w południowej części RPN obserwuje się wzmożoną działalność bobrów, której efektem



jest kilkadziesiąt tam i rozlewisk, o powierzchni sięgającej kilkuset metrów kwadratowych.

Szum przekracza granicę RPN w Górecku Starym. Po opuszczeniu Parku, ale jeszcze w granicach otuliny, rzeka otrzymuje lewostronny dopływ – Krupiec, biorący początek ze źródeł istniejących w pobliżu stacji kolejowej Józefów Roztoczański. Północno-wschodnią część strefy ochronnej Parku odwadnia Wieprzec, uchodzący do Topornicy wpadającej do Łabuńki (dopływ Wieprza) poza strefą otuliny Parku. Wieprzec ma stosunkowo dużą zlewnię obejmującą część lasów kosobudzkich.



WARTO ZOBACZYĆ

● **Stawy Echo** – stawy założone w 1934 r. Powierzchnia ogroblowana wynosi 40 ha, nieco mniejsza jest powierzchnia zalewu w związku z wypływaniem się stawów. W latach 40. XX w. stawy były powiększone o trzy kwatery w części północno-wschodniej sąsiadującej z Rybakówką. Ten najnowszy fragment kompleksu nie jest użytkowany jako staw, lecz jako łąka. Stawy napełniane są wczesną wiosną, a zrzut wody odbywa się w pierwszej dekadzie listopada. Od północy kompleks stawów dochodzi do łukowato wygiętego pasa wydmy o długości 1 km i wysokości kilkunastu metrów. Stok wydmy, wykorzystywany jako plaża był intensywnie niszczone wskutek nadmiernego ruchu turystycznego. Obecnie podjęto próby stabilizacji zbocza poprzez jego odgródnienie, uzupełnianie ubytku piasku i nasadzenia krzewów i drzew. Ten śródleśny, duży zbiornik jest atrakcyjnym elementem krajobrazowym i rekreacyjnym RPN.

◀ Stawy Echo
(fot. P. Marczakowski)

Wykorzystanie wód

Wykorzystanie wód dla celów gospodarczych odbywa się tylko w ograniczonym zakresie. Indywidualne ujęcia wody znajdują się przy leśniczówkach, nie ma wodociągów zbiorowych pobierających wodę ze studni głębinowych, zlokalizowanych w obrębie Parku. Wody powierzchniowe ujmowane są jedynie dla potrzeb stawów Echo, Czarnego i Florianieckiego. Północna część Stawów Echo jest wykorzystywana na kąpielisko. W okresie letnim, szczególnie w pogodne weekendy, pojawia się tu duża liczba turystów zmotoryzowanych.

Na terenie RPN nie ma młynów wodnych, nieliczne obiekty znajdują się natomiast w strefie ochronnej RPN. Piętrzą one wody Wieprza, Krupca i Świerszcza. Największy obiekt znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie Parku, w dzielnicy Zwierzyńca – Rudka, gdzie wybudowano budowlę piętrzącą, zbiornik wody i hydroelektrownię. Na rzece Wieprz możliwe jest uprawianie turystyki wodnej – podobnie jak na pobliskiej Tanwi. Jednakże odcinek Wieprza w obrębie Parku jest bardzo trudny dla spływów kajakowych ze względu na niewielki przepływ oraz liczne meandry, a także ze względu na małą szerokość rzeki. Na obszarze objętym ochroną nie ma przystani kajakowych. Zgodnie z zasadami turystycznego udostępnienia Parku, inne formy niż turystyka piesza wymagają zezwolenia dyrektora Parku.



◀ Tama bobrowa
na Świerszczu
(fot. S. Bartoszewski)



Jakość wód

Wody źródlane na obszarach zalesionych Roztoczańskiego Parku Narodowego charakteryzują się składem chemicznym mało przekształconym w stosunku do naturalnego. Jednakże w źródłach położonych w zlewniach z przewagą użytków rolnych i zabudowanych zaznaczają się podwyższone stężenia

◀ Rezerwat „Międzyrzeki”
(fot. S. Bartoszewski)

WARTO ZOBACZYĆ

● **Świerszcz** – bierze początek na skraju Wielkiego Bagna w sąsiedztwie nasypu dawnej kolejki wąskotorowej. W górnym biegu Świerszcz nie ma wykształconej doliny, a rzeka przypomina rów przecinający płaskie tereny podmokłe z licznymi zagłębieniami, które sąsiadują z wydhami. Pod koniec drugiego kilometra, struga zyskuje postać cieku naturalnego o lekko krętym biegu. W rejonie Malowanego Mostu istnieje grupa niewielkich źródeł przykorytowych. Od 2009 r. działa tu rodzina bobrów. Poniżej Stawów Echo, Świerszcz ma wartki nurt, dno piaszczysto-kamieniste, a na brzegach koryta rosną drzewa. Tuż przed ujściem do Wieprza Świerszcz dzieli się na dwa ramiona. Wschodnie ramię Świerszcza stanowi przedłużenie jego naturalnego i ma postać krętego, wartkiego strumienia o piaszczystym dnie, natomiast zachodnie – napęlnia przepływowy Staw Kościelny.

azotanów. Istotne zmiany cech fizykochemicznych obserwuje się również w źródłach strefy ochronnej RPN z dominacją terenów o rolniczym użytkowaniu oraz obszarów zabudowanych.

Stan ekologiczny Wieprza (w Zwierzyńcu) jest umiarkowany. W ostatnich latach jakość wody Wieprza na terenie Parku nie uległa istotnym zmianom (www.wios.lublin.pl). Powyżej RPN zdarzają się jednak okresowe zrzuty ścieków, które powodują krótkotrwałe przekroczenie fizykochemicznych i bakteriologicznych norm jakości wody w tej rzece.

Zagrożenia wód

Do największych zagrożeń dla wód Parku należą (Bartoszewski 2004):

- przekształcenia jakości wody w wyniku doływu związków chemicznych, biogenów, ścieków komunalnych i innych substancji ze zlewni górnego Wieprza oraz zanieczyszczeń miejscowych pochodzenia rolniczego i komunalnego,
 - lokalne zanieczyszczenie atmosfery pochodzące z niskiej emisji,
 - degradacja torfowisk wskutek murszenia gleb organicznych na obszarach poddanych melioracjom odwadniającym,
 - malejąca zasobność górnych poziomów wodonośnych,
 - zwiększenie drenażu wód w zlewni Szumu wskutek procesów naturalnych i antropogenicznych,
 - zaburzenie naturalnego kierunku spływu wód w strefie międzyrzecza Szumu i Świerszcza z powodu melioracji przeprowadzonych w latach 60. i 70. XX w. (przed utworzeniem RPN).



► Dolina Wieprza
(fot. P. Marczakowski)



Wody w parkach narodowych Polski
SŁOWIŃSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Północno-wschodni brzeg Jez. Łebsko
(fot. R. Cieśliński)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Słowiński Park Narodowy

Robert Bogdanowicz, Ireneusz Izydorek



www.slowinskipl.pl

Położenie

Słowiński Park Narodowy (SPN) znajduje się w makroregionie Pobrzeże Słowińskie i mezoregionie Wybrzeże Słowińskie (Kondracki 2001). Obszar Parku położony jest w województwie pomorskim, w granicach administracyjnych gmin Ustka, Smołdzino, Główny, Wicko i Łeba. Obejmuje też fragment wód przybrzeżnych Bałtyku. Siedziba dyrekcji Parku od 1969 r. znajduje się w Smołdzinie. Ze względu na różnorodność gatunków, siedlisk i typów krajobrazów, SPN stanowi obiekt ochrony przyrody o znaczeniu międzynarodowym. Uznano go Światowym Rezerwatem Biosfery oraz objęto ochroną zgodnie z Konwencją Ramsarską i systemem HELCOM BSPA. Został on także włączony do sieci obszarów Natura 2000 jako Obszar Specjalnej Ochrony Ptaków oraz Specjalny Obszar Ochrony Siedlisk. Od początku istnienia SPN wybrane ekosystemy objęto określonym programem działań, w tym ochroną ścisłą, czynną lub krajobrazową. Obszary ochrony ścisłej zajmują tu ok. 18% powierzchni i zostały ustanowione w celu zachowania obiektów geomorfologicznych, glebowych, florystycznych i faunistycznych (Florek, Sobocka 2008).

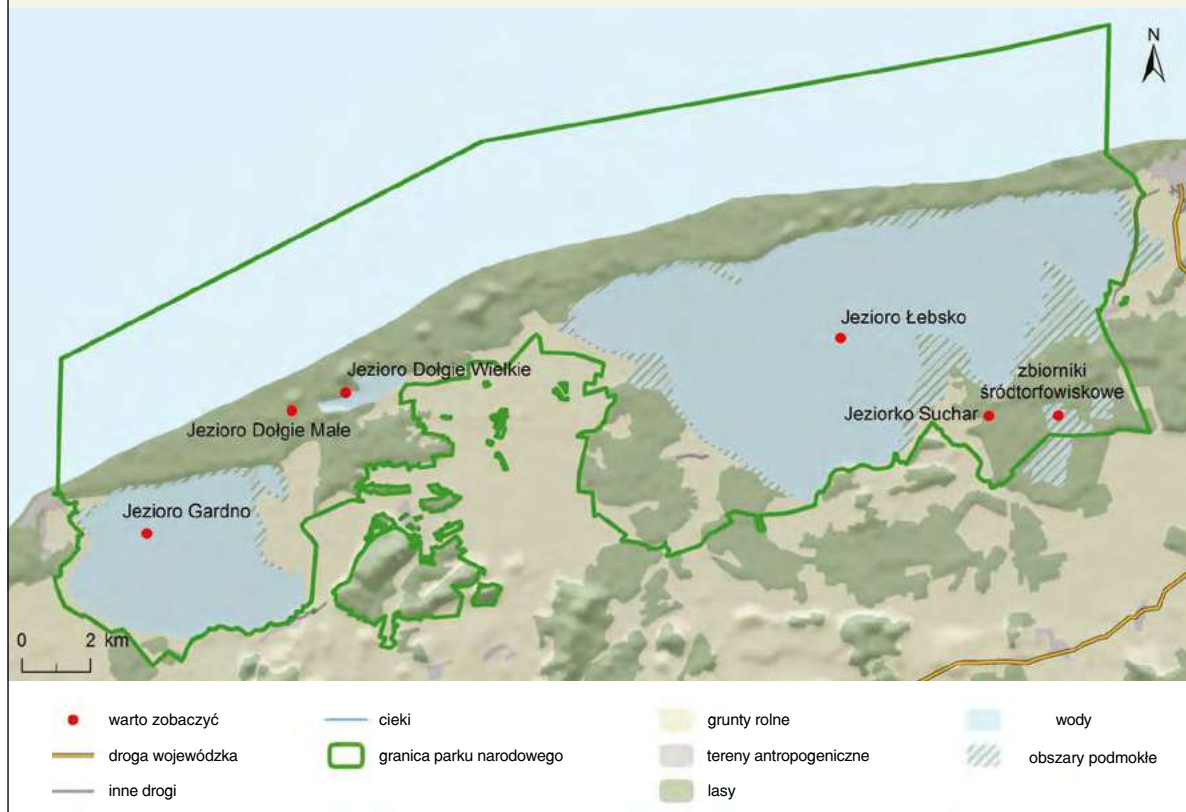
Występujące na terenie Parku ekosystemy leśne należą do 13 typów siedliskowych. Najliczniejszym i najpowszechniej występującym gatunkiem lasotwórczym jest sosna zwyczajna (*Pinus sylvestris*), która buduje drzewostan najbardziej charakterystycznego zbiorowiska leśnego, jakim jest nadmorski bór bażynowy (*Empetro nigri-Pinetum*). Do zbiorowisk leśnych o wybitnych walorach przyrodniczych należą również drzewostany, w których gatunkiem panującym jest buk (*Fagus sylvatica*; Florek, Sobocka 2008).



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 stycznia 1967 r.
Powierzchnia: 327,44 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,04 km · km⁻²
Gęstość źródeł: brak danych
Liczba jezior: 2
Liczba oczyszczalni ścieków: 0

Słowiński Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



Oprócz lasów cennymi zbiorowiskami są torfowiska wysokie i przejściowe (Fałtynowicz 2008). W bezpośrednim sąsiedztwie jeziora Gardno, a także w dolinach Łupawy i mniejszych rzek, rosną zespoły bagienne i olsy (Jereczek-Korzeniewska 2005).

Budowa geologiczna i rzeźba

Fundament krystaliczny obszaru objętego granicami Słowińskiego Parku Narodowego tworzy Wyniesienie Łeby, stanowiące zachodnią część prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, zbudowanej z gnejsów oraz wczesnoproterozoicznych granitoidów. W zalegającej na niej pokrywie osadowej utworów paleozoicznych dominują iłowce syluru, które podścielają permskie (cechszyńskie) anhydryty, gipsy i sole kamienne. Devon, karbon i dolny perm tworzą lukę stratygraficzną powstałą w wyniku podnoszenia się plat-

formy Wyniesienia Łeby. Utwory mezozoiczne to przede wszystkim iłowce i piaskowce dolnotriasowe oraz mułowce, piaski i margle kredowe, zalegające na głębokości od 150 do ok. 400 m p.p.t. (Rotnicki 2003).

Obszar SPN w całości pokryty jest osadami czwartorzędowymi. Plejstocen reprezentowany jest przez utwory pochodzące ze wszystkich zlodowaceń. Największe miąższości osiągają serie powstałe w czasie zlodowaceń środkowopolskich. Osady te podlegały silnym deformacjom glacictektonicznym. Utwory późnoplejstoceńskie, związane z transgresją i regresją fazy gardnieńskiej, zachowały się w masywie Rowokołu (fragment moreny czołowej), a także w postaci równin falistych i wydm śródlądowych, położonych na północny-wschód od Jez. Gardno i południowy-zachód od Jez. Łebsko. Założenia glacialne posiada również zachodnia część Mierzei Łebskiej, która jest fragmentem równiny sandrowej, oddzielającej w przeszłości basen Jez. Gardno od Bałtyku (Rotnicki 1995, 2008). Najmłodszymi utworami na obszarze SPN są osady holocenne. Na terenie niziny nadmorskiej są to piaski i mułki jeziorne, osady rzeczne, torfy i inne utwory pochodzenia organicznego, a także piaski wydm śródlądowych.

Pośród form lądowych wybitnymi walorami krajobrazowymi odznacza się pas Mierzei Łebskiej, oddzielającej od morza równinę Niziny Gardneńsko-Łebskiej oraz najwyższy na terenie Parku masyw Rowokołu (114,8 m n.p.m.). Interesującymi krajobrazowo formami ukształtowania powierzchni są również rynna Doliny Łupawy (wcięta głęboko we wzgórze Rowokołu) oraz ciągnący się na zachód od wsi Kluki wał wydmowy, utworzony na brzegu Bałtyku w czasie jego najdalszego zasięgu w holocenie (Rotnicki 2003).

Wyróżniającymi się w Parku elementami rzeźby są położone w strefie brzegowej Bałtyku formy związane z akumulacyjną działalnością wiatru i morza, a w szczególności różnowiekowe generacje wydm (Borówka 1980). Najwyższym punktem Mierzei Łebskiej jest utrwalona i zalesiona wydma

▼ Panorama z Rowokołu
(fot. R. Cieśliński)



w Czołpinie (56 m n.p.m.), na szczycie której znajduje się latarnia morska. We wnętrzu mierzei występują zalesione wydmy barchanowe i łukowe. Towarzyszą im niecki i rynny deflacyjne, częściowo zatorfione, oraz ostańce deflacyjne (Rotnicki 2008). Najbardziej interesujące są jednak barchanopodobne wydmy ruchome, osiągające maksymalnie wysokość 42 m n.p.m. Najbardziej znane jest wśród nich pasmo tzw. Białych Gór, położone między Jez. Łebsko a morzem. Wędrujące piaski tworzą tu aktywne wydmy, które zmieniają zarówno swe położenie, jak i wysokość. Najpopularniejszym obiektem w Parku i celem większości wycieczek jest tzw. Wydma Łącka (wys. 25 m n.p.m.). Jej nazwa pochodzi od nazwy wioski Łączki, która została zasypana przez czoło piasków w XVIII w. (Ostrowski, Simionides 1994).

Wody podziemne

Według podziału Polski na jednostki hydrogeologiczne, Słowiński Park Narodowy leży w regionie wschodniopomorskim w obrębie jednolitej części wód podziemnych nr 12, w którym występują wody w ośrodku porowym o współczynniku filtracji od 3 do 26 $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$ (Lidzbarski i in. 2007). Na obszarze Parku występują dwa poziomy wodonośne: trzeciorzędowy (paleogeńsko-neogeński) i czwartorzędowy. Pierwszy z tych poziomów w rejonie Smołdzina oraz u południowych brzegów Jez. Gardno i w rejonie Rowów jest nieciągły i występuje w piaskach kwarcytowych z pyłem burowęglo-

▼ Południowy brzeg
Jez. Gardno
(fot. R. Cieśliński)



wym, a lokalnie w żwirach. Jego miąższość waha się od 7 do 20 m, a zwierciadło wody podziemnej jest napięte (poziom subartezyjski). Występowanie tego poziomu wodonośnego zostało stwierdzone także we wschodniej części SPN (w rejonie Łeby). Wodonoścem są tu utwory oligocenu i miocenu. W strefach krawędziowych kopalnych struktur erozyjnych wody poziomu paleogeńsko-neogeńskiego pozostają w hydraulicznym kontakcie z dolno-plejstoceniowymi osadami wodonośnymi (Lidzbarski 2000).

Na obszarze Niziny Gardnieńsko-Łebskiej wyróżniono jeden holocenioplejstoceniowy poziom wodonośny, występujący w wodonościach piętra czwartorzędowego. Zalicza się do nich holoceniowe osady piaszczyste oraz utwory wodnolodowcowe, złożone w okresach zlodowaceń północno- i środkowopolskiego (Kordalski, Lidzbarski 2000; Lidzbarski 2000; Szelewicka 2000a, b). Na Mierzei Łebskiej, nad głównym poziomem wodonośnym zalegają miąższe piaski wydym nadmorskich, które miejscami rozdzielane są utworami pochodzenia zastoiskowego lub organicznego. W obrębie form wydymowych występują też często soczewy słodkiej wody podwydmowej.

Wody podziemne w strefie przybrzeżnej (pas szerokości 100–150 m) są wodami siarczanowo-sodowymi, których wahania zwierciadła pozostają w ścisłym związku ze zmianami poziomu morza. W niektórych miejscach Mierzei Łebskiej pojawiają się wody z zawartością siarkowodoru. Ich zasięg jest najczęściej ograniczony do niecek międzywydmowych, choć wypływy takich wód obserwowane są również u podnóża utrwalonych wydym, np. na południowych stokach Bukowej Góry (Tobolski i in. 1997). Strop warstwy wodonośnej poziomu czwartorzędowego zazwyczaj zalega na głębokości od 5 do 15 m, zaś na Mierzei Łebskiej od 15 do 30 m. Zwierciadło wody jest swobodne, jedynie w miejscach występowania osadów organicznych – napięte. Obszarami regionalnego drenażu dla wód piętra czwartorzędowego są Nizina Gardnieńsko-Łebska oraz strefa brzegowa Morza Bałtyckiego (Kordalski, Lidzbarski 2000; Lidzbarski 2000; Szelewicka 2000b).

Wody powierzchniowe

Pod względem hydrograficznym obszar Słowińskiego Parku Narodowego należy do zlewni rzek Przymorza. Przez jego obszar przebiega też dział wodny I rzędu, oddzielający zlewnie Łeby i Łupawy. Park ten na tle pozostałych parków narodowych cechuje się największym udziałem powierzchni zajętej przez wody (Partyka, Pociask-Karteczka 2008). Można go zatem uznać na najbardziej „wodny” park narodowy w Polsce. Zdecydowała o tym obecność dwóch dużych jezior: Łebsko i Gardno. Ponadto, od 2004 r., częścią Parku stał się fragment dwumilowej strefy Morza Bałtyckiego przyległej do jego plaż. Obecnie powierzchnia wód morskich Parku wynosi 11 171,14 ha,

WARTO ZOBACZYĆ

● **Jezioro Gardno** – drugie pod względem wielkości jezioro przybrzeżne polskiej strefy brzegowej. W zachodniej części jeziora znajduje się Wyspa Kamienna – skupisko głazów narzutowych (ok. 0,6 ha). Wyspa ta, nigdy bardziej wyniesiona ponad lustro wody, a przez to rzadko zalewana, była miejscem gniazdowania mew, rybitw, kaczek a nawet kormorana czarnego. We wschodniej części jeziora, wody Łupawy wnosząc do zbiornika znaczne ilości rumowiska utworzyły stosunkowo dużą i wyraźną deltę. Najmłodsza jej część zajmuje obecnie powierzchnię ok. 8 km² (Trojanowski 2003). Obszar ten porasta roślinność, zmieniająca się strefowo w miarę oddalania się od brzegów jeziora, gdzie dominuje flora bagienna. Widok na Gardno rozpościera się z wieży widokowej znajdującej się na wzgórzu Rowokół.

a wód śródlądowych 10 264,35 ha. Zajmują one odpowiednio 34% i 32% (łącznie 66%) jego powierzchni (Bartel, Sobocki 2008).

Największym jeziorem na terenie SPN jest Jez. Łebsko. Jego powierzchnia wynosi 7140 ha i ulega ciągłemu zmniejszaniu na skutek zamulania osadami nanoszonymi przez Łebę (w części południowej), a także na skutek zasypywania przez wydmy (w części północnej; Choiński 1991, Jańczak 1997). Obserwuje się również systematyczny wzrost powierzchni i liczby nowych wysp szuwarowych, wynurzających się z toni wodnej jeziora (Piotrowska 1997). Przez 60 lat powierzchnia jeziora zmniejszyła się o ok. 6% (tj. 382 ha; Śpiewakowski, Śpiewakowska 1989). Jez. Łebsko jest stosunkowo płytkim zbiornikiem przybrzeżnym (średnia głębokość wynosi 1,6 m, a maksymalna 6,3 m), o pojemności 117 521 tys. m³ (Cieśliński 2005, 2006a). W najgłębszym miejscu jeziora występuje kryptodepresja (-6,1 m p.p.m.). Powierzchnia zlewni bezpośredniej jeziora wynosi 316,1 km², co stanowi 17,6% powierzchni zlewni Łeby, w której jest położone (Cieśliński 2009, 2010). Oprócz Łeby do zbiornika wpływa również Pustynka, która jest trzecim pod względem wielkości ciekim w Parku (powierzchnia zlewni 160 km²). Współczynnik wymiany wody w jeziorze ocenia się na 5,5 (Chlost 2009). Wahania stanów wody w Jez. Łebsko cechuje duża zmienność i nieregularność. Podwyższone stany wody występują w miesiącach zimowych (zwłaszcza w lutym) i letnich (głównie w lipcu lub wrześniu). Maksymalna amplituda wahań zwierciadła wody w Łebsku, w okresie 1965–2007 wyniosła 130 cm (Chlost 2009). Jezioro pozostaje pod stałym wpływem wód morskich, czego przejawem są wysokie stężenia jonów chlorkowych w jego wodach.

Drugim pod względem powierzchni jeziorem Parku jest Gardno. Jego powierzchnia wynosi 2488 ha, średnia głębokość 1,3 m, zaś maksymalna – 2,6 m (Choiński 1991, Jańczak 1997). Powierzchnia jeziora zmniejsza się w podobnym tempie jak Jez. Łebsko i w okresie 60 lat zmalała o ok. 100 ha (Śpiewakowski, Śpiewakowska 1989). Objętość zbiornika wynosi obecnie 30 950,1 tys. m³. Powierzchnia zlewni bezpośredniej jeziora jest równa 125,4 km², co stanowi 13,6% powierzchni zlewni Łupawy, do której należy jezioro (Cieśliński 2009, 2010). Oprócz Łupawy do zbiornika uchodzi również kilka mniejszych strug: Brodna, Grabownica, Bagiennica. Współczynnik wymiany wody w zbiorniku jest bardzo wysoki i sięga 9,3, co świadczy o bardzo dużej aktywności ustroju akwenu (Bogdanowicz, Cieśliński 2007). Gardno, podobnie jak Łebsko, jest przykładem jeziora, w którym zmienność stanów wody jest wypadkową dopływu wody z jego zlewni i okresowych wlewów wód morskich. W przypadku wystąpienia sprzyjających warunków anemobarycznych, notowane są wzrosty stanów wody w jeziorze sięgające 40–60 cm (Choiński, Kaniecki 2003). Niskie stany wody występują w jeziorze od kwietnia do czerwca, stany wysokie pojawiają się od sierpnia do marca (Cieśliński 2006b).



Na obszarze SPN znajdują się także mniejsze jeziora, z których najważniejszymi są Dołgie Wielkie, Dołgie Małe oraz Jez. Smołdzińskie. Powstanie jezior Dołgie Wielkie i Dołgie Małe związane jest z zasypywaniem piaskami, pochodzącymi z Mierzei Łebskiej, zatoki znajdującej się w północno-wschodniej części Jez. Gardno, która istniała jeszcze w XVII w. Początkowo oba jeziora stanowiły całość. Ich późniejszy podział był wynikiem obniżenia się poziomu wód oraz procesów eolicznych (Śpiewakowski, Śpiewakowska 1989).

Dołgie Małe jest niewielkim, silnie zarośniętym i zamulonym zbiornikiem o powierzchni 6,3 ha, głębokości średniej 0,75 m i maksymalnej 1,65 m. Jest ono w całości objęte ochroną ścisłą. Natomiast Dołgie Wielkie (Czołpińskie) jest jeziorem wydłużonym równoleżnikowo o powierzchni 156,4 ha,



WARTO ZOBACZYĆ

● **Jezioro Łebsko** – największe jezioro przybrzeżne i trzecie pod względem wielkości jezioro Polski. Fragmenty litoralu północnej części jeziora zasypywane są przez piasek nawiewany z obszarów wydmywanych Mierzei Łebskiej. Wokół pozostałych brzegów występują szuwały, które tworzą zwarty pas o zmiennej szerokości: od kilkunastu do kilkuset metrów. Na powierzchni jeziora występują liczne wyspy szuwarowe, których liczba i wielkość zmienia się w czasie. Łebsko najlepiej można obserwować z położonej nad jeziorem platformy widokowej w Rąbce lub z pomostu widokowego znajdującego się w rejonie ujścia Łeby albo ze zboczy Łąckiej Góry.

◀ Północno-wschodni brzeg Jez. Łebsko (fot. R. Cieśliński)

średniej głębokości 1,4 m i maksymalnej wynoszącej 2,9 m. Wahania wody w tym zbiorniku są niewielkie, nie ma ono bowiem połączenia z morzem (Choiński 1991, Jańczak 1997).

Jez. Smołdzińskie zajmuje obecnie powierzchnię ok. 28 ha i ma średnią głębokość równą 1,3 m (Cieśliński i in. 2009). Jezioro to wydzieliło się z północno-wschodniej części Jez. Gardno dopiero w połowie XX w. Jedyne połączenie między tymi jeziorami jest wąska struga, funkcjonująca okresowo. Wody tego akwenu różnią się wyraźnie od wód Jez. Gardno właściwościami fizycznymi, chemicznymi oraz cechami biologicznymi. Jezioro to jest przede wszystkim mniej zasolone i ma większą przezroczystość. Powierzchnia lustra wody pokryta jest we wschodniej części największym na terenie Parku płatem lilii wodnych (*Nuphar-Nymphaeetum*). Licznie występują też stanowiska gąbki słodkowodnej – nadecznika (*Spongilla lacustris*; Ostrowski, Symonides 1994).

Ichtiofauna SPN związana jest ze specyfiką zbiorników i cieków, pozostających pod okresowym wpływem wód morskich. Obejmuje ona 49 gatunków ryb, należących do 16 rodzin. Najliczniej reprezentowana jest rodzina karpowatych (21 gatunków) oraz łososiowatych (6 gatunków). Największą grupę stanowią ryby słodkowodne, w tym aż 34 gatunki. Stwierdzono również występowanie 8 gatunków ryb wędrownych i 7 morskich. W ichtiofaunie Parku występuje 8 gatunków objętych ochroną ścisłą. Wśród nich znajdują się 3 gatunki minogów, z których szczególnie minóg morski jest wielką rzadkością. Z pozostałych gatunków należy wymienić piskorza, kozę, różankę, ciosę, parposza oraz sieję. W Polsce tylko trzy populacje siei wędrownej, uznane za autochtoniczne, odbywają naturalne tarło. Wśród nich jest sieja (*Coregonius lavaretus f. lavaretus*) występująca w Jez. Łębsko (Bartel, Sobocki 2008).

Jeziorom towarzyszą liczne mokradła i podmokłości. Występują one m.in. na południowym i zachodnim brzegu Jez. Łębsko (Ciemińskie Bagno, Izbińskie Bagno) oraz wokół jezior Gardno i Smołdzińskiego. Ponadto na południowym brzegu Łębska znajduje się duży kompleks torfowiskowy.

Największą rzeką SPN jest Łeba. Jej źródła znajdują się w północnej części Pojezierza Kaszubskiego, a powierzchnia zlewni wynosi 1801 km². Uregulowany odcinek ujściowy rzeki do morza, który ma długość 2,7 km, spadek 0,1‰, szerokość 25 m i głębokość 6 m, jest równocześnie jedynym połączeniem pomiędzy Jez. Łębsko a Bałtykiem. Średnie miesięczne przepływy Łeby (posterunek Cecenowo) w latach 1961–2000 mieściły się w przedziale od 14,2 m³·s⁻¹ w marcu do 9,08 m³·s⁻¹ w czerwcu. Średni roczny przepływ Łeby wynosi 11,7 m³·s⁻¹. Zanotowany przepływ maksymalny był równy 45,9 m³·s⁻¹ (13 lipca 1980 r.), zaś minimalny – 4,33 m³·s⁻¹ (10 sierpnia 1992 r.).





◀ Ujście Pustynki do Jez. Łebsko (fot. R. Cieśliński)

Drugą dużą rzeką SPN jest Łupawa, wypływająca na Pojezierzu Kaszubskim z Jez. Jasień. Powierzchnia jej zlewni wynosi 924 km². Silnie przekształcony ujściowy odcinek rzeki łączy Jez. Gardno z Morzem Bałtyckim. Kanał ten ma długość 1,2 km, 15–20 m szerokości i 2,5 m głębokości, przy średnim spadku 0,3‰. Rzekę cechuje niewielka sezonowa zmienność przepływów: średni przepływ miesięczny wynosi od 9,44 m³·s⁻¹ (marzec) do 7,04 m³·s⁻¹ (sierpień). Średni roczny przepływ Łupawy wynosi 8,4 m³·s⁻¹. Przepływ maksymalny wynosił 29,7 m³·s⁻¹ (29–30 stycznia 2002 r.), natomiast minimalny 1,34 m³·s⁻¹ (30 lipca 1972 r.; 1961–2000; Bogdanowicz 2009).

Łebę i Łupawę cechuje reżim śnieżno-deszczowo-oceaniczny, charakteryzujący się zwiększonym zasilaniem i wyższymi stanami wody przez całe półrocze chłodne, z tym że na początku tego okresu przeważa zasilanie

deszczowe, a na wiosnę roztopowe (Bogdanowicz, 2004). Nizówki występują w miesiącach letnich. Rzeki te cechuje wyrównany reżim, z wezbrańiami występującymi wiosną oraz gruntowo-deszczowo-śnieżnym zasilaniem (Dynowska 1971). Średnie odpływy jednostkowe w zlewniach obu rzek są wysokie i bardzo do siebie zbliżone (ok. $10,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Łebę i Łupawę charakteryzuje – stwierdzony również i w innych zlewniach przymorskich – wysoki udział odpływu podziemnego (>75%) w odpływie całkowitym (Bogdanowicz 2004, 2009).

W wyniku wielowiekowej działalności człowieka, naturalna sieć hydrograficzna na terenie objętym obecnymi granicami Parku została silnie przekształcona. Najistotniejsze przemiany miały miejsce w ciągu ostatnich 200 lat i zostały zapoczątkowane w drugiej połowie XVIII w. programem regulacji stosunków wodnych na Pomorzu (Cieśliński 2006a). W owym czasie przekopano i uregulowano ujściowy odcinek Łeby, powstała także sieć rowów i kanałów melioracyjnych, odwadniających podmokłe obszary okalające Jez. Łebsko. Z tego okresu pochodzą również dwa duże kanały: Łupawa-Łebsko i Gardno-Łebsko. Kanał Łupawa-Łebsko, zwany także Kanałem Łupawskim (długość 10 km), łączy zachodnią część jeziora z Łupawą. Jego zadaniem jest obniżanie poziomu wody w powyższych obiektach w czasie spiętrzeń ich wód. Również Kanał Gardno-Łebsko (Kanał Długi) o długości 9,8 km, ma za zadanie regulować wysokie stany wody w obu jeziorach w okresach nagłych ich spiętrzeń, a przez to chronić przed zalaniem okoliczne tereny. Rozbudowa i zagęszczenie istniejącego systemu rowów i kanałów melioracyjnych nastąpiły na początku XX w. (Chlost 2010). Powstały wówczas m.in. kanały: Żarnowski, Nowęciński i Mielnicki.

Zlewnie bezpośrednie jezior tworzą przeważnie płaskie tereny o antropogenicznie zmienionych warunkach odpływu. Przebiegające tam kanały i uregulowane, ujściowe odcinki głównych rzek, są obwałowane nawet do wysokości 6 m (Kanał Długi). Wały, które tworzą system zabezpieczenia przeciwpowodziowego, zbudowano z myślą o wielkich wodach o prawdopodobieństwie przewyższenia 10%. Utrzymywanie pożądanego stanu stosunków wodnych w zlewniach bezpośrednich jezior, wymaga stałej regulacji obiegu wody poprzez polderową gospodarkę wodną. W zlewni Jez. Łebsko, na przyjeziornej równinie, znajduje się 13 polderów, w tym jeden nieczynny. Ich łączna powierzchnia wynosi $59,0 \text{ km}^2$, zaś wydajność pomp $8,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W zlewni Jez. Gardno zlokalizowanych jest natomiast 5 polderów o łącznej powierzchni $40,8 \text{ km}^2$, z pięcioma pompowniami o łącznej wydajności $4,47 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W czasach historycznych istniały tutaj jeszcze dwie pompownie wiatrakowe (Cebulak 1984, Cieśliński 2010). Poldery te znajdują się na wschodnim, południowym i zachodnim brzegu jeziora.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jeziro Dołgie Wielkie** – jedyny na terenie SPN zbiornik, w obrębie którego występują dwa charakterystyczne gatunki dla roślinności typowej dla jezior lobeliowych: wywłócznik skrętoległy (*Myriophyllum alterniflorum* DC.) i brzeźnica jednokwiatowa (*Littorella uniflora* (L.) Asch.). Nad południowym brzegu jeziora, przy czerwonym szlaku, znajduje się pomost obserwacyjny.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jeziro Dołgie Małe** – położone pomiędzy jeziorami Gardno i Dołgie Wielkie. Jest interesujące ze względu na liczną populację grzybieńki północnych (*Nymphaea candida*). Przy trasie szlaków zielonego i czerwonego znajduje się na jeziorze pomost widokowy.



◀ Pompownia w zlewni
Jez. Gardno
(fot. R. Cieśliński)

Wykorzystanie wód

Gospodarcze wykorzystanie wód powierzchniowych na obszarze Słowińskiego Parku Narodowego obejmuje przede wszystkim czynności, wynikające z realizacji zadań ochronnych. Dotyczą one m.in. nawodnień łąk oraz sukcesywnych zarybień, które obejmują jeziora Łebsko i Gardno oraz Łupawę. Mają one na celu zrównoważenie składu, zarówno ilościowego i jakościowego, populacji ryb występujących w tych akwenach.

Na terenie Parku obowiązuje zakaz pływania, żeglowania oraz używania sprzętu motorowego. Zabronione jest także uprawianie sportów wodnych i motorowodnych oraz połów ryb i organizmów morskich w obrębie brzegu morskiego. Uprawianie sportów wodnych jest dozwolone jedynie na wybranych akwenach jezior Łebsko i Gardno. Od 2009 r. dopuszczone jest także wędkowanie z brzegu morskiego, lecz tylko wzdłuż szlaków turystycznych (poza miejscami wyznaczonymi do plażowania) i na podstawie zezwoleń połowowych, uzyskanych w Inspektoratach Rybołówstwa Morskiego. Na podstawie wykupionych licencji dozwolone jest też wędkarstwo na wodach śródlądowych. Na wyznaczonych łowiskach jezior Łebsko i Gardno możliwe jest wędkowanie z łodzi oraz z brzegu, zaś na łowiskach Pustynka i Rowokół – tylko z brzegu.

Na Łupawie działa 6 małych elektrowni wodnych, z których najbliższej granic Parku znajduje się elektrownia „Smołdzino” o mocy 200 kW, zbudowana w 1935 r. Obecnie jest ona własnością przedsiębiorstwa Energa – Elektrownie Słupsk sp. z o.o.



Jakość wód

Na ogólny stan czystości wód Łęby i Łupawy mają wpływ głównie ogniska zanieczyszczeń znajdujące się poza Słowińskim Parkiem Narodowym. Wyraźnie można tu jednak obserwować zmiany jakości wody w odcinkach rzek dopływających do jezior oraz w odcinkach ujściowych, łączących jeziora z Morzem Bałtyckim. Są one skutkiem oddziaływania jezior oraz efektem okresowych intruzji wód morskich. Jakość wód obu głównych rzek Parku pogarsza się o jedną klasę po wypłynięciu z jezior (Raport..., 2007b). Czystość wód Łupawy z II klasy zmienia się na III (kryterium fizyczno-chemiczne) i z IV klasy na V (kryterium biologiczne). W przypadku Łęby, wody III klasy zmieniają się na klasę IV (kryteria fizyczno-chemiczne i biologiczne). Odwrotnie jest w odniesieniu do stanu sanitarnego wód, który poprawia się znacząco po przepłynięciu rzek przez jeziora. Wody Łęby z IV klasy zmieniają się na III, a Łupawy z III klasy na II. Wykonana w 2008 r. ocena stanu fizyczno-chemicznego, jednolitych części wód płynących na terenie SPN, wykazała stan dobry w ujściowych odcinkach rzek do jezior oraz stan poniżej dobrego, w odcinkach ujściowych do morza (Raport..., 2009c).

Badaniami dotyczącymi jakości wody objęte były również jeziora, przy czym Jez. Gardno w 1996 r. a Jez. Łebsko w 2008 r. Wody Jez. Gardno zaklasyfikowano do III klasy, o czym zdecydowały stężenia azotynów i fosforanów. Wyniki tych badań wskazały na zaawansowany proces jego eutrofizacji. Ogólny stan wód Jez. Łebsko został natomiast określono jako zły. O tej ocenie zdecydował niewłaściwy odczyn wody, jak również wysoki poziom chlorofilu „a” oraz duża zawartość substancji organicznych i fosforu ogólnego (Raport..., 2009c).

Ważnym czynnikiem naturalnym wpływającym na jakość wód powierzchniowych i podziemnych SPN są okresowe intruzje wód Morza Bałtyckie-

◀ Łąki i pastwiska w SPN
(fot. R. Cieśliński)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jeziorko Suchar** – mały (0,67 ha) zbiornik dystroficzny położony w pobliżu miejscowości Gać. Jest to jedyny w Parku naturalny zbiornik, na powierzchnię którego nasuwa się od brzegu kożuch roślinny (pło mszarne) utworzony przez zbiorowiska wysoko- i przejściowo-torfowiskowe. Woda ma typowy dla zbiorników śródtorfowiskowych kwaśny odczyn oraz brunatną barwę (Burchardt 2005). Do jeziorka można dojść ścieżką przyrodniczą zwaną „Żarnowska”, która prowadzi od żółtego szlaku.

go. Jak wykazały badania prowadzone w latach 2000–2005, Jez. Łebsko pozostaje pod stałym wpływem wód morskich, czego przejawem są wysokie stężenia jonów chlorkowych w wodach akwenu (Cieśliński 2006a). Średnie stężenie chlorków wynosiło w tym okresie 1187 mg·dm⁻¹, zaś zakres jego zmienności mieścił się w przedziale od 250 do 2772 mg·dm⁻¹. Morze Bałtyckie wywiera również wpływ na wody Jez. Gardno. W zależności od dominującego czynnika kształtującego jakość wód, można wydzielić trzy części jeziora (Trojanowski 2003). W części południowo-wschodniej dominuje oddziaływanie łądu, a stężenie jonów chlorkowych w wodzie przekracza 130 mg·dm⁻³. W części centralnej i północnej dominują wody pośrednie, w których stężenia jonów chlorkowych wahają się w granicach od 150 do 710 mg·dm⁻³. Natomiast w części północno-zachodniej, wody jeziorne znajdują się pod stałym wpływem wód morskich, czego przejawem są duże stężenia jonów chlorkowych i szeroki zakres ich zmienności, tj. od 1000 do 3000 mg·dm⁻³.

Zagrożenia wód

Ze względu na specyficzne położenie, zagrożenia dla wód powierzchniowych Słowińskiego Parku Narodowego pochodzą głównie spoza jego obszaru. Przepływające przez teren Parku, Łeba i Łupawa zbierają wody, a wraz z nimi zanieczyszczenia z całych swych zlewni. Na jakość wód przepływających przez SPN mają zatem wpływ ogniska zanieczyszczeń położone w miejscach nawet bardzo oddalonych od granic Parku. Roczny ładunek odprowadzany przez Łebę do Jez. Łebsko w przypadku azotu wynosi średnio 1350 ton, a w odniesieniu do fosforu ogólnego – 110 ton. Natomiast Łupawa transportuje rocznie do Jez. Gardno ok. 880 ton azotu oraz 60 ton fosforu ogólnego (Bogdanowicz 2004). Zagrożenia wiążą się również z intruzjami wód z Morza Bałtyckiego. Przynoszą one – oprócz „soli morskiej” – zanieczyszczenia zrzucone do odbiorników znajdujących się poniżej wód Parku.

Siła oddziaływania ognisk zanieczyszczeń jest wypadkową ich wielkości oraz odległości od Parku. Największe zagrożenie stanowią obciążenia ściekami sanitarnymi z niewłaściwie funkcjonujących i przestarzałych oczyszczalni ścieków oraz nieuporządkowana gospodarka ściekowa w bezpośrednim sąsiedztwie Parku. Problem ten nasila się szczególnie w okresie letniego sezonu urlopowego, kiedy liczba mieszkańców w miejscowościach wypoczynkowych wzrasta wielokrotnie. Oprócz ognisk punktowych istotne zagrożenie stanowią także zanieczyszczenia obszarowe, związane głównie z działalnością rolniczą. Czynnikiem sprzyjającym sptywowi substancji biogenicznych z terenów użytkowanych rolniczo jest występowanie na tym terenie gęstej sieci rowów melioracyjnych.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Zbiorniki śródtorfowiskowe** – położone przy ścieżce przyrodniczej biegnącej na południe od żółtego szlaku łączącego miejscowości Gać i Żarnowska. W rozległych wyrobiskach (doły potorfowe) odkrywkowej kopalni torfu, powstały wtórne akwenu o charakterze zbliżonym do zbiorników humotroficznych. Na ich brzegach powstają trzęsawiska i kożuchy mszarów ze zbiorowiskami roślinnymi typowymi dla torfowisk przejściowych. Są to miejsca zasiedlane i odwiedzane przelotnie przez liczne gatunki ptaków. Zbiorniki te stanowią wstępny etap spontanicznej regeneracji (sukcesji) utraconych w przeszłości środowisk torfotwórczych.

Przyspieszona eutrofizacja wód staje się szczególnie niebezpieczna dla niewielkich jezior Parku. Jej efektem jest m.in. masowy rozwój planktonu, co objawia się zmniejszeniem przezroczystości wody w okresie wegetacyjnym. Prawdopodobnym skutkiem tego zjawiska było np. znikanie z litoralu Jez. Dołgie Wielkie płatów roślinności przydennej, charakterystycznej dla jezior lobeliowych i jej głównych, światłożądnych gatunków wskaźnikowych np. lobelii jeziornej (*Lobelia dortmanna*) i głębokowodnego poryblinu jeziornego (*Isoëtes lacustris* L.). Gwałtowny rozrost roślinności szuwarowej w ostatnim okresie jest także kolejnym efektem wzrostu trofii tego jeziora. Dla małych zbiorników wodnych szkodliwa może być również nadmierna penetracja turystyczna. Masowa turystyka i rekreacja w sezonie letnim niesie ze sobą zagrożenie dla wszystkich ekosystemów wodnych Parku. Zagrożenia te związane są przede wszystkim z płożeniem zwierząt (ptaków), niszczeniem siedlisk oraz zanieczyszczaniem wód i przyległego do nich terenu. Naturalnym zagrożeniem dla małych, śródwymowych zbiorników i mokradeł, są procesy eoliczne wywołujące przemieszczanie się wydym (zasypywanie obniżeń piaskiem).

Budowa wałów oraz prace odwodnieniowe na obszarach położonych wokół jezior Gardno i Łebsko, ograniczyły zagrożenie przeciwpowodziowe, ale jednocześnie przyczyniły się do spadku poziomu wód podziemnych i osuszenia znacznych fragmentów obszarów podmokłych. W ślad za obniżaniem się poziomu wód podziemnych rozpoczęła się eksploatacja torfu. W pierwszej połowie XX w. cała południowa część Niziny Gardneńsko-Łebskiej została objęta eksploatacją. Szczególnie szkodliwe było przemysłowe pozyskiwanie torfu tzw. metodą frezarową, która w rejonie Krakulic doprowadziła do całkowitego zniszczenia torfowisk wysokich i przejściowych tuż przy granicy Parku. Rezultaty przeprowadzonych w latach 70. XX w. zabiegów melioracyjnych ograniczających wylewy wód jezior na okoliczne łąki, przyczyniły się także do spadku populacji szeregu gatunków ptaków wodno-błotnych oraz ograniczyły możliwości rozrodcze niektórych gatunków ryb, w tym szczególnie szczupaków. Zanikanie cennych gatunków ryb spowodowane było również zabudową hydrotechniczną, zwłaszcza na Łupawie. Zmiany te w największym stopniu dotknęły gatunki ryb wędrownych. Źródła historyczne podają, że jeszcze w XIX w. obserwowano wpływanie do wód Łupawy i Łeby jesiotrów i łososi (Bartel, Sobocki 2008).

W obrębie SPN nie ma oczyszczalni ścieków. Najbliższe tego rodzaju obiekty znajdują się w Łebie, Smołdzinie, Głównycach, Wicku i Rowach. Choć zlokalizowane są poza Parkiem, to istotnie wpływają na stan czystości jego wód. Odbiornikiem oczyszczonych ścieków z oczyszczalni w Rowach i Smołdzinie jest Łupawa, z oczyszczalni w Łebie – rzeka Łeba. Oczyszczone ścieki z Głównyc prowadzi Głównycki Strumyk (prawostronny dopływ Pustynki), a zużyte wody z Wicka – Charbrowska Struga (prawostronny do-



pływ Łeby). Warunkiem poprawy stanu jakościowego wód SPN jest uporządkowanie gospodarki wodno-ściekowej w obrębie zlewni, rozbudowa sieci kanalizacyjnej, a także modernizacja wspomnianych oczyszczalni ścieków – zwłaszcza w Łebie i Rowach. W 2010 r. zakończono rozbudowę i modernizację oczyszczalni w Smołdzinie i w Główczych, których podczyszczone tylko ścieki stanowiły dotąd największe zagrożenie dla wód Parku.

▼ Obniżenie międzywymowe
(fot. R. Cieśliński)





Wody w parkach narodowych Polski

ŚWIĘTOKRZYSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Nisza źródła Złoty Stok

(fot. A. Michalik)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Świętokrzyski Park Narodowy

Tadeusz Ciupa, Tadeusz Biernat,
Roman Suligowski



www.swietokrzyskipn.org.pl

Położenie

Świętokrzyski Park Narodowy (ŚPN) jest położony w centralnej części makroregionu Wyżyna Kielecka, w mezoregionie Góry Świętokrzyskie (Kondraci 2001). Park ma wybitnie nieregularny, wydłużony kształt (22,3 km), którego kierunek NW-SE nawiązuje do przebiegu pasm górskich Łysogórskiego i Klonowskiego. ŚPN składa się z części głównej (94,7% całkowitej powierzchni), trzech eksklaw – Chełmowej Góry (2,4%), uroczysk Serwis-Dąbrowa (2,2%) i Skarpy Zapusty oraz gruntów w ekstensywnej uprawie rolnej i zajętych pod zabudowę (0,7%).

W Parku wydziela się pięć obszarów podlegających ochronie ścisłej i są to: Łysica, Święty Krzyż, Mokry Bór, Czarny Las i Chełmowa Góra. Większość terenu ŚPN wchodzi w skład sieci Natura 2000 w ramach Specjalnego Obszaru Chronionego o nazwie Łysogóry. Dominującą cechą krajobrazu są tu ekosystemy leśne, będące pozostałością Puszczy Świętokrzyskiej, zajmujące 96,2% łącznej powierzchni Parku, co stawia ŚPN w czołówce polskich parków narodowych pod względem wskaźnika lesistości. Park tworzy niejako „wyspę”, otoczoną przez obszary intensywnie użytkowane rolniczo, gęsto zabudowane i zaludnione.

Osobliwe cechy klimatu ŚPN wyływają z położenia i charakteru rzeźby Gór Świętokrzyskich, w tym układu pasm górskich i obniżeń między nimi (Kłysik 1974, Olszewski 1992, Żarnowiecki 1991). W szczytowych partiach pasm średnia roczna temperatura powietrza wynosi ok. 6°C, natomiast w rozległych obniżeniach obserwuje się cechy typowe dla wklęsłych form ukształtowania powierzchni, tj. duże dobowe i roczne amplitudy

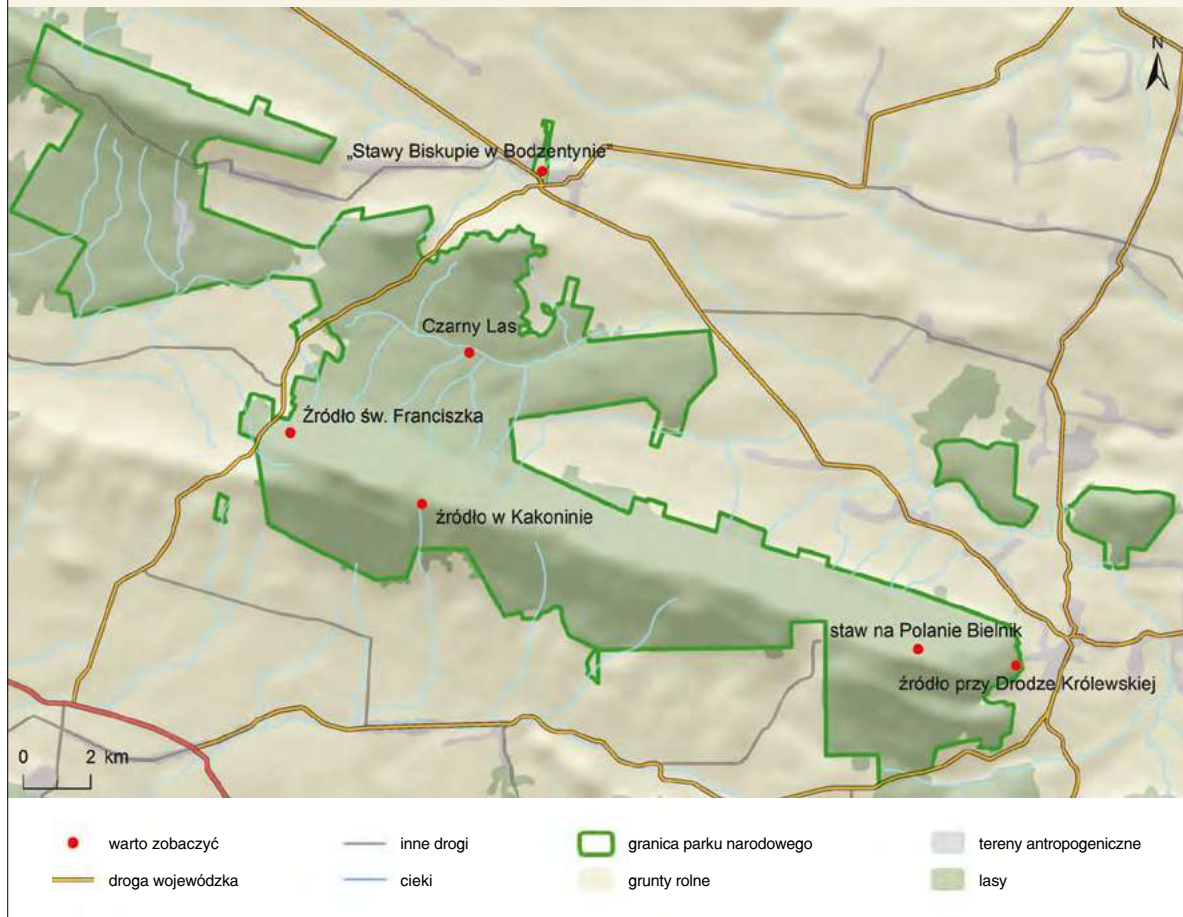


METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 kwietnia 1950 r.
Powierzchnia: 76,26 km²
Gęstość sieci rzecznej: 1,02 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 0,8 km⁻²
Liczba oczyszczalni ścieków: 18

Świętokrzyski Park Narodowy

miejsca, które warto zobaczyć



temperatury powietrza oraz liczne dni z przymrozkami. Specyfika warunków klimatycznych przejawia się także w rozkładzie przestrzennym opadu atmosferycznego. Szczytowe partie ŚPN otrzymują w roku średnio ok. 800 mm opadu, zaś obszary najniżej położone ok. 600 mm. Osobliwością sezonowego przebiegu opadów jest tu wysoki udział opadów miesięcy zimowych (styczeń–marzec) w opadzie rocznym, osiągający w najwyższych partiach gór ok. 17% (Biernat i in. 2003, 2004). Obszary szczytowe Łysogór oraz ich północne stoki cechują się też najdłuższym w regionie świętokrzyskim okresem zalegania pokrywy śnieżnej, a także jej znaczną miąższością.

ŚPN leży w województwie świętokrzyskim, w gminach: Bodzentyn, Bieliny, Górnio, Masłów, Łączna oraz Nowa Słupia. Jego południowa granica

znajduje się ok. 20 km od Kielc. Przez teren Parku przebiega droga wojewódzka nr 752 (na odcinku 2,2 km) oraz dwie drogi lokalne: Gózd – Psary Kąty (4,4 km) i Celiny – Wola Szczygielkowa (2,0 km).

Budowa geologiczna i rzeźba

Świętokrzyski Park Narodowy obejmuje fragmenty jednostki łysogórskiej oraz synkliny bodzentyńskiej. W obu występują liczne uskoki poprzeczne, zrzutowe i przesuwce, wielokrotnie odmładzane; największe z nich to uskoki łysogórski i psarski. Pierwszy przebiega wzdłuż wschodnich obrzeży Parku (na linii Rudki – Nowa Słupia), a następnie między dwoma eksklawami Parku: Chełmową Górą i uroczyskiem Serwis-Dąbrowa, zaś drugi rozcina Pasma Klonowskie. Jego wschodni element (Psarska Góra i Miejska Góra) jest przesunięty w obrazie intersekcyjnym ok. 2 km na południe w stronę Łysogór.

Obszar ŚPN położony jest w obrębie paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich. Jego południowo-wschodnia część (Łysogóry) zbudowana jest z piaskowców kwarcytowych, łupków, itów i zlepieńców wieku kambryjskiego, natomiast północno-zachodnia i północna (fragmenty pasm Klonowskiego i Pokrzywiańskiego) – z piaskowców dolnodewońskich. W jednym i drugim przypadku są to utwory bardzo odporne na czynniki niszczące. Natomiast w obniżeniach między pasmami, tj. w podłożu dolin Dębniańskiej i Wilkowskiej występują sylurskie łupki z wkładkami szarogłazów – mało odporne na procesy denudacji. Skąły paleozoiczne z reguły przykryte są warstwami osadów czwartorzędowych pochodzenia polodowcowego (piaski, gliny), eolicznego (piaski, lessy) lub rzecznoego (piaski, żwiry; Filonowicz 1970). Jedynym miejscem w ŚPN, gdzie w podłożu występują skały węglanowe jest Skarpa Zapusty (Filonowicz 1966).

Rzeźba terenu ŚPN, podobnie jak całych Gór Świętokrzyskich, wyraźnie nawiązuje do litologii i tektoniki podłoża. Decydujący wpływ na jej kształtowanie miały procesy denudacyjne, związane ze zmieniającymi się tu warunkami klimatycznymi, przy znacznym udziale ruchów neotektonicznych i współczesnych (Kowalski 2000). Przebieg głównych dolin rzecznych uwarunkowany jest tu w znacznym stopniu strukturą podłoża. Cieki wykorzystują dyslokacje tektoniczne oraz strefy poprzecznych spękań górotworu łysogórskiego (Kowalski 2002).

W morfologii ŚPN zaznaczają się trzy podłużne pasma, rozdzielone obniżeniami. W Łysogórach znajduje się najwyższy szczyt Gór Świętokrzyskich – Łysica (611,8 m n.p.m.). Drugą jednostkę stanowi Pasma Klonowskie, w obrębie którego wyraźnie w rzeźbie terenu zaznaczają się Bukowa Góra oraz góry Psarska i Miejska. Wszystkie eksklawy ŚPN są położone w obrębie Pasma Pokrzywiańskiego.

WARTO ZOBACZYĆ

● Źródło św. Franciszka

– położone przy szlaku turystycznym ze Św. Katarzyny na Łysicę. Jest to podstokowe źródło wypływające z piaskowców kwarcytowych; wydajność średnia wynosi ok. $0,58 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Biernat, Ciupa 2008; Michalik 2006). Jest ono obudowane i ogrodzone, a woda odpływa drewnianą rynną. W tradycji miejscowej ludności funkcjonuje pogląd, że woda z tego źródła leczy choroby oczu, a zwłaszcza łagodzi zapalenie spojówek, toteż zarówno w lecie, jak i w zimie można tu spotkać ludzi przemierzających oczy. Nazwa źródła związana jest z patronem niewidomych, tj. św. Franciszkiem. Jemu została poświęcona kapliczka usytuowana powyżej tego źródła. Woda źródłana ma odczyn lekko kwaśny (pH 5,5).



▲ Źródło św. Franciszka (fot. T. Ciupa)

Pomiędzy zachodnią częścią Łysogór oraz górami Psarską i Miejską rozciąga się trzykilometrowej szerokości monoklinalna Dolina Czarnej Wody, będąca fragmentem Doliny Dębniańskiej. Występują tu deformacje piętreniowe plastycznych i mało odpornych osadów sylurskich. W miejscach najbardziej podatnych na wyciskanie powierzchniowe, w wyniku procesów reologicznych, tworzone są bardzo stromo nachylone kopuły. W konsekwencji prowadzi to do poprzecznego zamykania doliny, tworzenia przełomów o wyraźnych cechach antecedenencji i utrudnienia przepływu cieką Czarna Woda. Jest to efekt współczesnej aktywności tektonicznej obszaru, co znajduje odbicie w kształtowaniu sieci hydrograficznej (Ciupa, Sołtyś 2002). Na północnych stokach pasm Łysogórskiego i Klonowskiego znajdują się gołoborza, gdzie występują sprzyjające warunki do infiltracji wód opadowych i roztopowych.

Wody podziemne

Obszar Świętokrzyskiego Parku Narodowego położony jest w regionie Świętokrzyskim (XX), który charakteryzuje się występowaniem wód szczelinowych i porowo-szczelinowych w utworach dewonu, ordowiku, syluru i kambru oraz wód porowych w utworach czwartorzędowych (Markiewicz 1981, Maszoński 1982). ŚPN prawie w całości położony jest w Podregionie Łysogórskim (XX7), jedynie Chełmowa Góra i Skarpa Zapusty należy do Podregionu Bodzentyńskiego (XX5). Podregion Łysogórski charakteryzuje się małymi zasobami wód w utworach dewonu oraz prawie bezwodnymi utworami górnego paleozoiku. Wodonośność tych skał jest bardzo mała, a potencjalna wydajność otworu studziennego wynosi nie więcej niż $2 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$. Wyższe wydajności mogą występować jedynie lokalnie w strefach spękań i zaburzeń tektonicznych. Poziom wodonośny występuje lokalnie w utworach czwartorzędowych (piaski i rumosz skalny); jego wydajność sięga $10 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$. Podregion Bodzentyński (XX5) charakteryzuje się występowaniem wód szczelinowych w utworach dewonu dolnego bez przykrycia utworami młodszymi, a studnie cechują się tu wydajnością od 2 do $10 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$. Charakterystyczną cechą tego podregionu jest występowanie bezpośredniego kontaktu obszarów, zarówno o bardzo niskiej ($0\text{--}2 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$), jak i wysokiej ($120 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$) potencjalnej wydajności typowego otworu studziennego. Północno-wschodnia część ŚPN leży w obrębie jednolitej części wód podziemnych nr 101, natomiast południowo-zachodnia – w obrębie jednolitej części wód podziemnych nr 121 (Prażak 2007).

W obrębie utworów czwartorzędowych, zależnie od stopnia pokrycia i miąższości pokrywy zwietrzelinowej stoków oraz położenia warstw nieprzepuszczalnych, charakter krążenia wód jest bardzo zmienny. Na północnych

WARTO ZOBACZYĆ

- **Czarny Las** – stale podmokły obszar ochrony ścisłej o powierzchni $0,26 \text{ km}^2$, położony w zlewni Czarnej Wody, w obrębie zachodniej części Doliny Dębniańskiej. W jego pobliżu przebiega niebieski szlak turystyczny z Wąchocka do Cedzyny (im. E. Wołoszyna). Ze szlaku można obserwować strumienie, mokradła, bagna, siedliska wodolubne oraz efekty działalności bobrów.



▲ Podpiętrzony odptyw Czarnej Wody w Czarnym Lesie – obszarze ochrony ścisłej (fot. P. Szczepaniak)

stokach Łysogór przeważa typ szybkiego krążenia, ponieważ nachylenie stoków jest znaczne, a pokrywy zwietrzelinowe mają małą miąższość. Po południowej stronie Pasma Łysogórskiego wytworzył się wolniejszy i bardziej skomplikowany system krążenia wody. Objawia się m.in. większą retencyjnością, przejawiającą się podwyższoną wilgotnością pokrywy glebowej i zwietrzelinowej. Bezpośrednią konsekwencją tego zróżnicowanego charakteru krążenia w warstwie przy powierzchniowej jest zwiększona infiltracja i spływ śródpokrywowy na stokach o ekspozycji północnej w stosunku do południowej. Dalszym hydrologicznym efektem tego zjawiska jest znacznie większa gęstość naturalnych wypływów wód podziemnych i cieków po stronie północnej (Kupczyk i in. 2000).

Północno-zachodnia część Parku (Pasma Klonowskie, góry Psarska i Miejska oraz fragment zachodniej części Doliny Dębnińskiej) znajduje się w zasięgu Głównego Zbiornika Wód Podziemnych – Bodzentyn (GZWP 419), który jest objęty obszarem najwyższej ochrony (ONO; Ciupa i in. 2011a, b). Obszar tej części Parku położony jest na obrzeżach zbiornika i stanowi jedynie strefę ograniczonego jego zasilania. Jest to zbiornik krasowy, położony w Niecce Bodzentyńskiej, o stwierdzonych zasobach dyspozycyjnych dla całego zbiornika wynoszących 9 tys. $\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$, przy średniej głębokości ujęć wód podziemnych poniżej 100 m (Kleczkowski 1998).

Na obszarze ŚPN, z uwagi na duże zróżnicowanie rzeźby terenu, obserwuje się znaczną zmienność pierwszego poziomu wód podziemnych. Płytkie zaleganie wód podziemnych (do 2 m głębokości) obejmuje dna dolin, gdzie występuje związek hydrauliczny z wodami rzecznyymi. Wraz z oddalaniem się od dolin następuje wzrost głębokości do zwierciadła wody. W strefach wierzchwinowych pasm górskich przypuszczalne ich wartości osiągają w Łysogórach 60 m, zaś w Paśmie Klonowskim 20 m (Biernat i in. 2003, 2004).

Źródła są najbardziej charakterystycznymi obiektami hydrograficznymi w Parku. Początkowo były one badane pod kątem ich występowania, charakteru wypływu, wydajności, a później kompleksowego składu chemicznego wód. Ten pierwszy nurt badań rozpoczął się w połowie lat 60. XX w., kiedy to I. Rogalińska i J. Rogaliński (1985) udokumentowali ich lokalizację i charakter, a drugi w latach 1997–2004 (Biernat i in. 2003, 2004; Kupczyk i in. 2000). Źródła na obszarze ŚPN występują głównie w Łysogórach (ok. 55), a na pozostałym obszarze jest ich ok. 10. W Łysogórach zaznacza się wyraźna strefowość pionowa w ich występowaniu oraz asymetria między stokami północnymi i południowymi. W najwyższej położonej strefie (500–400 m n.p.m.) źródła funkcjonują głównie w obrębie dyslokacji i na granicy zmian facjalnych w utworach kambryjskich. Następną strefę (360–320 m n.p.m.) tworzą źródła rumoszowe o zmiennej wydajności (do $0,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), zależnej wyraźnie od intensywności zasilania atmosferycznego. Na południowych stokach Łysogór liczba źródeł jest niewielka i występują one również w utworach

WARTO ZOBACZYĆ

- „Stawy Biskupie w Bodzentynie” – ścieżka przyrodnicza o długości ok. 500 m zlokalizowana w Bodzentynie prezentująca problemy związane z zagrożeniami i ochroną wód. Nazwa ścieżki związana jest etymologicznie z funkcjonowaniem w przeszłości stawów wchodzących w skład dóbr biskupów krakowskich (Wojdan i in. 2002).



1



2

◀ 1. Źródło Rusalka latem
(fot. A. Michalik)

2. Źródło Rusalka zimą
(fot. A. Michalik)

kambru środkowego i górnego, w strefach zaburzeń tektonicznych, charakteryzując się niewielką wydajnością ($0,15\text{--}0,3\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$). W obrębie Bukowej Góry (Pasma Klonowskie), a także Chełmowej Góry, pojawiają się pojedyncze źródła typu szczelinowego (w skałach dewońskich), często o charakterze okresowym. Jednocześnie warto podkreślić, że na najbardziej podmokłym obszarze ŚPN, tj. we wschodniej części Doliny Wilkowskiej i zachodniej części Doliny Dębniańskiej źródła nie występują. Analiza porównawcza wyników badań z okresów 1965–1975 i 1997–2004 wykazała, że liczba źródeł na terenie ŚPN zmniejszyła się. Być może jednak różnica ta wynika z innej metodyki badań w obu okresach (Biernat i in. 1998, 2000, 2003, 2004; Kupczyk i in. 2000).

Z badań hydrochemicznych wynika, że w obrębie ŚPN można wyodrębnić dwa obszary występowania źródeł (Łysogóry oraz pasma Klonowskie i Pokrzywiańskie) o bardzo zróżnicowanym składzie chemicznym wód, co wynika z różnic w budowie geologicznej. W łysogórach wody źródlane posiadają odczyn od pH 5,63 do pH 5,77 i przewodność od $72\text{ do }74\text{ }\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Dominują tu wody typu $\text{SO}_4\text{--Ca--Cl--Mg}$ i $\text{SO}_4\text{--Ca--Mg--Cl}$. Natomiast w pasmach Klonowskim i Pokrzywiańskim występują wody typu $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$ i $\text{SO}_4\text{--Ca--Mg}$. Stosunek izotopów siarki i tlenu w wodach źródłanych jest podobny do stosunku tych izotopów w wodach opadowych (Michalik 2006). Największymi wydajnościami charakteryzują się źródła łysogórskie: Dębno ($1,02\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$), Złoty Stok ($0,97\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$) i Źródło św. Franciszka ($0,58\text{ dm}^3\cdot\text{s}^{-1}$). To ostatnie, zgodnie z klasyfikacją Z. Pazdro (1983), zostało zaliczone do źródeł mało zmiennych. Badania składu chemicznego wód źródłanych prowadzili tu liczni autorzy (Józwiak i in. 2010; Józwiak, Kozłowski 2001; Kowalkowski, Józwiak 1996, 2000; Michalik 2004, 2006, 2007; Migaszewski 1998; Migaszewski i in. 2009; Migaszewski, Paślawski 1996).



Wody powierzchniowe

Świętokrzyski Park Narodowy leży w dorzeczach Nidy i Kamiennej, które rozgranicza dział II rzędu. Dorzecze Nidy w obrębie Parku odwadniane jest przez górne odcinki dopływów Lubrzanki (ciek od Świętej Katarzyny) i Belnianki (Hutka, Łubowa, Dalianka, Kakonianka). Do dorzecza Kamiennej należą zlewnie górnych odcinków Czarnej Wody, Psarki, Pokrzywianki i Słupianki. Rzeki ŚPN odznaczają się śnieżno-deszczowym reżimem odpływu w ciągu roku i znaczną przewagą zasilania powierzchniowego (ponad 65%; Dynowska 1994).

Układ sieci rzecznej w ŚPN nawiązuje w sposób czytelny do struktury geologicznej i tektoniki skalnego podłoża. Wyróżnia się tu decentryczny układ



WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródło w Kakoninie** – położone w głębokiej dolinie przy czerwonym szlaku turystycznym im. E. Massalskiego, na granicy Parku i gruntów wsi Kakonin (Michalik 2006).

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródło przy Drodze Królewskiej** – położone po południowej stronie niebieskiego szlaku turystycznego z Nowej Słupi na Święty Krzyż w odległości ok. 300 m od granicy Parku (Michalik 2006).

◀ Zespół źródeł Marka
(fot. A. Michalik)

sieci cieków odwadniających północne i południowe stoki Pasma Łysogórskiego. Po jego północnej stronie ukształtowała się gęsta sieć potoków stałych i okresowych, poniżej pierwszej linii źródeł. Jest ona największa w zlewni Czarnej Wody. Źródłowe odcinki cieków są równoległe względem siebie, bez zasilania bocznymi dopływami, układ sieci jest widlasty aż po drugą strefę źródeł – głównie podstokowych, wypływających z pokryw zwietrzelinowych. Po obfitych opadach deszczu, w podcięciach brzegowych, można tu obserwować zasilanie cieków wodami środpokrywowymi. Spadki początkowych odcinków potoków, zwłaszcza po północnej stronie Pasma Łysogórskiego, są duże, osiągając średnio ok. 50‰, a lokalnie nawet 300‰. Jednocześnie należy podkreślić, iż Czarna Woda w granicach Parku ma bardzo mały średni spadek, wynoszący zaledwie 5,04‰ (Ciupa 2006). Stoki południowe Łysogór mają rzadszą sieć rzeczną w porównaniu ze skłonem północnym (odpowiednio: 11 i 45 cieków). Liczne są także cieki okresowe, zwłaszcza w zachodniej części południowych stoków Pasma Łysogórskiego.

Znacznie mniejszą gęstością sieci wód płynących charakteryzuje się północna część ŚPN – w obrębie Pasma Klonowskiego. Istnieje tu wyraźna asymetria w gęstości cieków (z tym, że w odróżnieniu od Łysogór gęstsza sieć rzeczna występuje po stronie południowej). Lokalnie, np. w okolicy dawnego Centrum Usług Satelitarnych w Psarach, istotną rolę w drenażu odpływu powierzchniowego pełni sieć rowów melioracyjnych, które wykonano jeszcze przed włączeniem tego obszaru do Parku. W obrębie eksklaw – w Paśmie Pokrzywiańskim – nie występują cieki stałe, a tereny te są jedynie odwadniane przez rzeki graniczne, tj. Pokrzywiankę i Słupiankę. Gęstość sieci rzecznej w obrębie ŚPN jest bardzo zróżnicowana przestrzennie, bowiem w zlewni Czarnej Wody osiąga wartość $1,7 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$, zaś w eksklawach jedynie $0,28 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$.

Na obszarze ŚPN znajduje się kilka obszarów podmokłych, skoncentrowanych w dwóch miejscach: w dolinie Czarnej Wody oraz na południowym stoku Bukowej Góry. W obrębie tego pierwszego odpływ wody jest utrudniony z powodu uwarunkowań litologiczno-tektonicznych. Powyżej lokalnych przełomów, tworzących się w obrębie słabo przepuszczalnego podłoża, rozwijane są akumulacyjne strefy mokradłowe. Niektóre z dopływów Czarnej Wody nie osiągają rzeki głównej. W tej sytuacji powyżej nich powstają niewielkie, deltowe, bezodpływowe obszary mokradłowe, związane z danym ciekami (Ciupa, Sołtysik 2002). W Paśmie Klonowskim stałe podmokłości występujące w obszarach źródłiskowych zawdzięczają swoje istnienie spływowi powierzchniowemu ze stoków oraz słabo przepuszczalnemu podłożu. Liczne zamulenia wskazują na ich fluwiogeniczny charakter.

Na obszarze ŚPN prawie nie występują wody stojące, bowiem jedynym, niewielkim zbiornikiem jest staw na Polanie Bielnik.



▲ Źródłowy odcinek Łubowej – prawego dopływu Belnianki (fot. A. Michalik)





◀ Psarka w sąsiedztwie siedziby ŚPN w Bodzentynie (fot. P. Szczepaniak)

▼ Strumień w Dolinie Wilkowskiej (fot. P. Szczepaniak)



◀ Bezimienny potok w Paśmie Klonowskim (fot. P. Szczepaniak)

Wykorzystanie wód

Wody wypływające z obszaru obejmującego obecnie Świętokrzyski Park Narodowy były od najdawniejszych czasów wykorzystywane do celów gospodarczych, a szczególnie na potrzeby funkcjonującego tu hutnictwa: w starożytności – żelaza, zaś w okresie nowożytnym – szkła (Guldon 2000). W przeszłości, wykorzystując naturalne uwarunkowania do gromadzenia wód powierzchniowych, powstał na obszarze Czarne Lasu kompleks tzw. Stawów Biskupich. Jego pozostałości w postaci grobli zachowały się do czasów współczesnych. Tereny te zostały wykorzystane do reintrodukcji bobra na terenie Parku (1989 r.), którego działalność istotnie przyczyniła się do wzrostu uwilgotnienia obszaru.

Obecnie wody podziemne i powierzchniowe na obszarze Parku użytkowane są tylko w niewielkim zakresie, co ogranicza się do poboru wód ze studni gospodarczych (kopanych i wierconych). Gospodarstwu wydano pozwolenia wodno-prawne na odprowadzenie oczyszczonych ścieków

- ▼ 1. Rów melioracyjny odwadniający południowe stoki Bukowej Góry (fot. P. Szczepaniak)
2. Obszar bagienny w Czarnym Lesie (fot. P. Szczepaniak)
3. Staw na Polanie Bielnik – najwyżej położony zbiornik wodny w Polsce środkowej i północnej (520 m n.p.m.) (fot. M. Perczak)
4. Żeremia bobrów w dolinie Czarnej Wody (fot. T. Ciupa)



1



2



3



4

bytowych z przydomowych oczyszczalni biologicznych. Zespół klasztorny na Świętym Krzyżu oraz inne obiekty tam występujące zaopatrywane są w wodę z wodociągu doprowadzonego z Nowej Słupi. Woda wodociągowa – nim dotrze do odbiorców – gromadzona jest w podziemnym, dużym zbiorniku (cysternie), którego geneza jest dotychczas nieznaną. Ścieki bytowe z tego obszaru odprowadzane są kanalizacją do oczyszczalni w Nowej Słupi.

Na terenie Parku istnieją także ujęcia wód źródlanych i źródła obudowane. Wśród nich na szczególną uwagę zasługuje Źródło św. Franciszka, którego woda jest wykorzystywana przez przebywających tu turystów. Warto również zauważyć, że wody potoków tuż poza granicami Parku są wykorzystywane do celów gospodarczych przez miejscową ludność.

Jakość wód

Źródłowe odcinki potoków w Świętokrzyskim Parku Narodowym, wypływających z Łysogór i Pasma Klonowskiego, prowadzą wody najwyższej klasy jakości, co potwierdzają liczne badania prowadzone w ostatnich kilkunastu latach (Biernat i in. 2000, 2009; Kowalkowski, Józwiak 1996, 2000; Kupczyk i in. 2000; Michalik 2007; Migaszewski i in. 2009). Stopień zakwaszenia wód jest znaczny i wykazuje przestrzenne zróżnicowanie. Wody źródeł oraz górnych odcinków potoków w Paśmie Łysogórskim charakteryzują się odczynem od pH 4,0 do pH 5,5, a wody źródeł podstokowych, rumoszowo-zaporowych i dolinnych wyższymi (do pH 6,0). Niski odczyn pH wód powierzchniowych ŚPN ogranicza występowanie bezkręgowców: mięczaków, skorupiaków, jętek i pijawek, najbardziej wrażliwych na zakwaszenie (Szczęsny 1990; Wróbel, Wójcik 1989). Zauważono niekorzystny wpływ wód gruntowych w ŚPN na warunki żywieniowo-wzrostowe drzew (Józwiak 1998). Powoduje to adaptacyjne przekształcenia systemów korzeniowych na bardzo płytkie (świerk) lub głębokie (jodła, buk, dąb). Jednakże w latach 1994–2004 obserwowane obniżenie emisji tlenków zanieczyszczeń do atmosfery, w tym dwutlenku siarki, wpłynęło na zmniejszenie stężenia jonów siarczanowych w wodach opadowych, co z kolei spowodowało spadek zakwaszenia (Degórski 2007, Michalik 2006). Warto zauważyć jednak, że w cyklu rocznym obserwuje się wzrost zakwaszenia wód powierzchniowych w okresie roztopów, co spowodowane jest topnieniem zanieczyszczonej pokrywy śnieżnej (Józwiak i in. 2010).

Jedynym ciekim, który wprowadza na teren ŚPN wody zanieczyszczone ściekami komunalnymi, jest ciek od Świętej Katarzyny, prowadzący wody z oczyszczalni biologicznej zlokalizowanej w Świętej Katarzynie (Biernat i in. 2009).

WARTO ZOBACZYĆ

- **Staw na Polanie Biel-nik** – położony w partii podszczytowej Łysej Góry, na wysokości 520 m n.p.m. jest najwyższym usytuowanym zbiornikiem wodnym w Polsce środkowej i północnej. Nazwa polany wywodzi się od wybielania płócien, które były tam rozkładane w dni słoneczne przez benedyktyńców z klasztoru na Świętym Krzyżu. Na polanie tej znajduje się cmentarz ok. 6000 jeńców radzieckich zamordowanych przez Niemców w latach 1941–1942 w więzieniu mieszczącym się w zabudowaniach klasztornych. Polana ta jest jednak niedostępna dla masowego ruchu turystycznego, bowiem leży poza znaczącym szlakiem im. E. Massalskiego.

Zagrożenia wód

Na obszarze Świętokrzyskiego Parku Narodowego występują punktowe, liniowe i obszarowe źródła zanieczyszczeń. Do pierwszej grupy zaliczają się wylewiska ścieków z przydomowych oczyszczalni, których jest jednak niewiele, toteż nie stanowią one istotnego zagrożenia dla wód Parku. Zagrożenia liniowe związane są z występowaniem dróg utwardzonych i gruntowych, szlaków turystycznych, a także systemu rowów melioracyjnych. Wpływają one wyraźnie na przyspieszenie spływu powierzchniowego, co z jednej strony ogranicza infiltrację, zaś z drugiej – powoduje zagrożenie erozją wodną powierzchniową. Szczególnym przykładem mogą być drogi prowadzące na Święty Krzyż (jednocześnie szlaki turystyczne); jedna o nawierzchni asfaltowej (od Huty Szklanej) i druga – gruntowa (od Nowej Słupi – tzw. Droga Królewska). Po obfitych opadach deszczu obserwuje się na nich intensywny spływ powierzchniowy, który prowadzi w pierwszym przypadku do rozmywania poboczy, a w drugim – erozji wgłębnej. W celu przeciwdziałania temu zjawisku, na Drodze Królewskiej wykonano skośnie przebiegające rowki przechwytyjące wody i kierujące je na zalesione powierzchnie stoków (Sikorski 2009).

Do zagrożenia jakości wód wzdłuż dróg przyczynia się ruch samochodowy. Zanieczyszczenia dotyczą wtórnego zapylenia powietrza, emisji szkodliwych gazów oraz związków ołowiu i kadmu, które następnie przedostają się do wód. Strefa zagrożenia skażeniem w sąsiedztwie dróg wynosi ok. 50 m po jej każdej stronie.

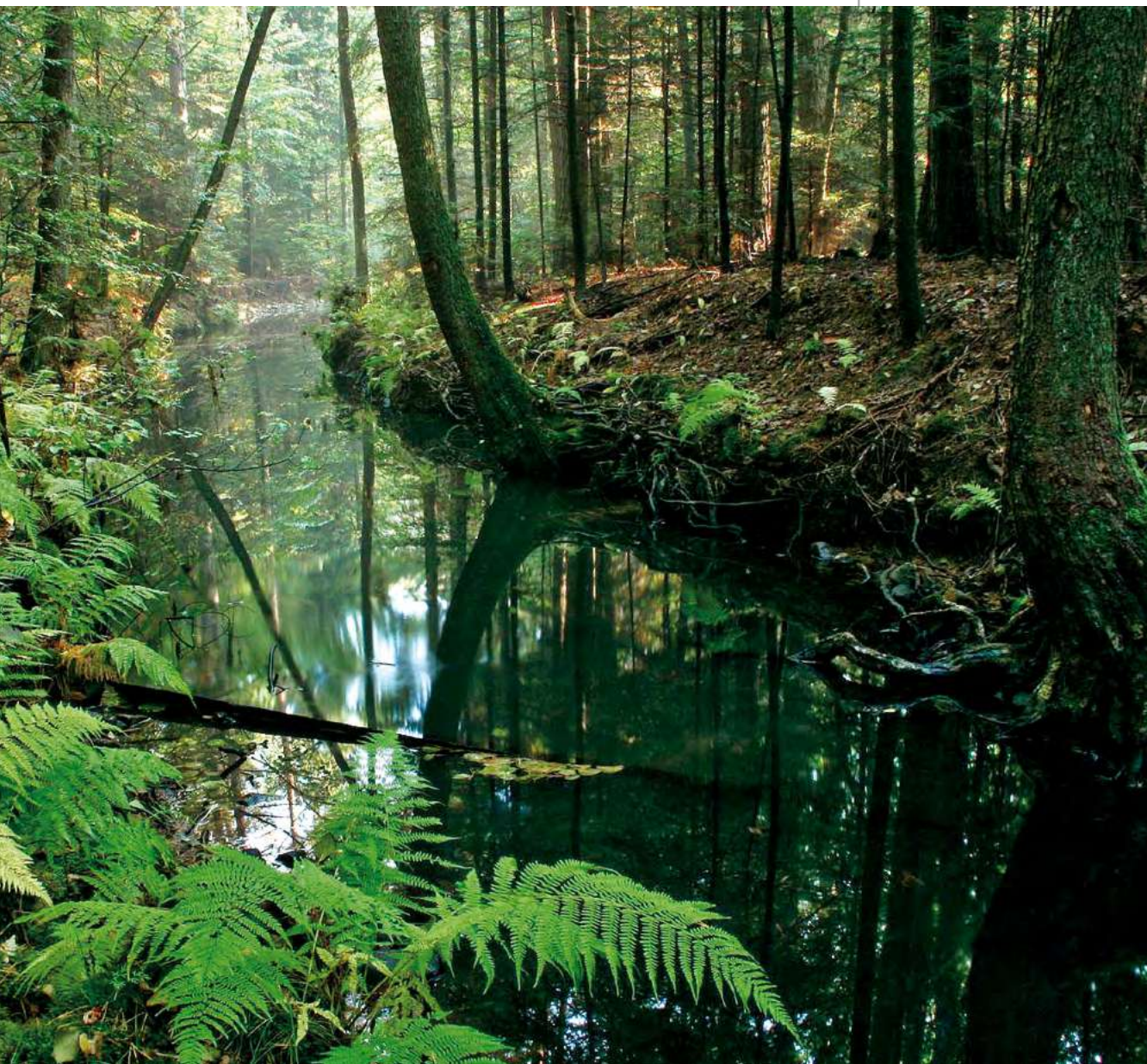
W przeszłości, w brzeżnej części Parku, na granicy lasu wykopano rowy, które miały utrudniać wjazd na jego teren. Z hydrologicznego punktu widzenia spełniały i nadal spełniają one niekorzystną rolę, bowiem przyczyniają się do drenażu wód śródpokrywowych. Stopniowo jednak ulegają zamulaniu i zarastaniu. Podobnie oddziałuje stara sieć rowów melioracyjnych na południowych stokach Bukowej Góry i u jej podnóża. Przyczynia się ona do drenażu przypowierzchniowej warstwy gruntu, obniżając jego wilgotność w strefie zasięgu płytkich systemów korzeniowych, a w konsekwencji do osłabienia ekosystemu leśnego. Aktualnie rowy te na wybranych odcinkach są zasypywane, co sprzyja odwróceniu niekorzystnych procesów, poprzez zwiększenie retencji powierzchniowej.

Ze względu na swoje wyspowe położenie wśród obszarów gęsto zabudowanych, ŚPN narażony jest szczególnie na wpływ zanieczyszczeń obszarowych. Związane są one z lokalnymi emitorami gazów i pyłów oraz skupiskami źródeł niskiej emisji gazów i pyłów (paleniska domowe). Potwierdzają to badania porostów pochodzących z Bazowej Stacji Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego „Święty Krzyż”, gdzie stwierdzono wyższe koncentracje metali, szczególnie kadmu, ołowiu i żelaza niż



na analogicznych stacjach w Polsce północnej (Sawicka-Kapusta i in. 2008). Stacja „Święty Krzyż” powstała w 1993 r. i nadzorowana jest Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach. Zanieczyszczenia atmosferyczne na teren Parku mogą docierać z masami powietrza z dużych odległości (Biernat i in. 2000, Józwiak 1998).

▼ Prawostronny dopływ
Czarnej Wody
z podpiętrżonym odpływem
(fot. P. Szczepaniak)





Wody w parkach narodowych Polski
TATRZAŃSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Siklawa – najwyższy wodospad w Tatrach i w Polsce
(fot. A. Śliwiński)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Tatrzański Park Narodowy

Marek Kot, Joanna Pociask-Karteczka



www.tpn.pl

Położenie

Tatrzański Park Narodowy (TPN) jest położony na obszarze makroregionu Łańcuch Tatrzański w obrębie mezoregionów Tatry Wschodnie i Tatry Zachodnie. Północne fragmenty Parku – w tym 5 eksklaw – leżą w mezoregionach Pogórze Spisko-Gubałowskie i Rów Podtatrzański, należących do makroregionu Obniżenia Orawsko-Podhalańskiego (Kondracki 2001). TPN jest oddalony o ok. 110 km od Krakowa; od północy graniczy z miastem Zakopane. Łańcuch Tatrzański jest najwyższym pasmem Karpat ciągnących się prawie 1500-kilometrowym łukiem o szerokości od 100 do 500 km przez terytoria Austrii, Czech, Polski, Słowacji, Węgier, Ukrainy i Rumunii i rozdzielających zlewiska mórz Bałtyckiego, Czarnego i Północnego. Łańcuch Tatrzański zajmuje w granicach Polski ok. 175 km² (22%), pozostała część znajduje się na obszarze Słowacji (ok. 610 km²). TPN jest jedynym w Polsce obszarem reprezentującym krajobraz wysokogórski. Odpowiednikiem TPN po stronie słowackiej jest Tatranský Národný Park (TANAP) utworzony 1 stycznia 1949 r. Jego powierzchnia wynosi 738 km². W 1993 r. TPN oraz TANAP zostały uznane przez UNESCO za rezerwat biosfery.

Najwyższym wzniesieniem TPN w Polsce są Rysy (2499 m n.p.m.), których szczyt znajduje się po stronie słowackiej (2503 m n.p.m.), natomiast najniższe są obszary położone w obrębie Rowu Zakopiańskiego i doliny Białki (ok. 880 m n.p.m.). Najcenniejsze fragmenty Parku – głównie piętra hal i turni oraz kosodrzewiny – objęte są ochroną ścisłą (ok. 115 km²).

TPN leży w górnej części dorzeczy Białego Dunajca i Czarnego Dunajca oraz Białki uchodzącej do Dunajca, będącego lewostronnym dopływem

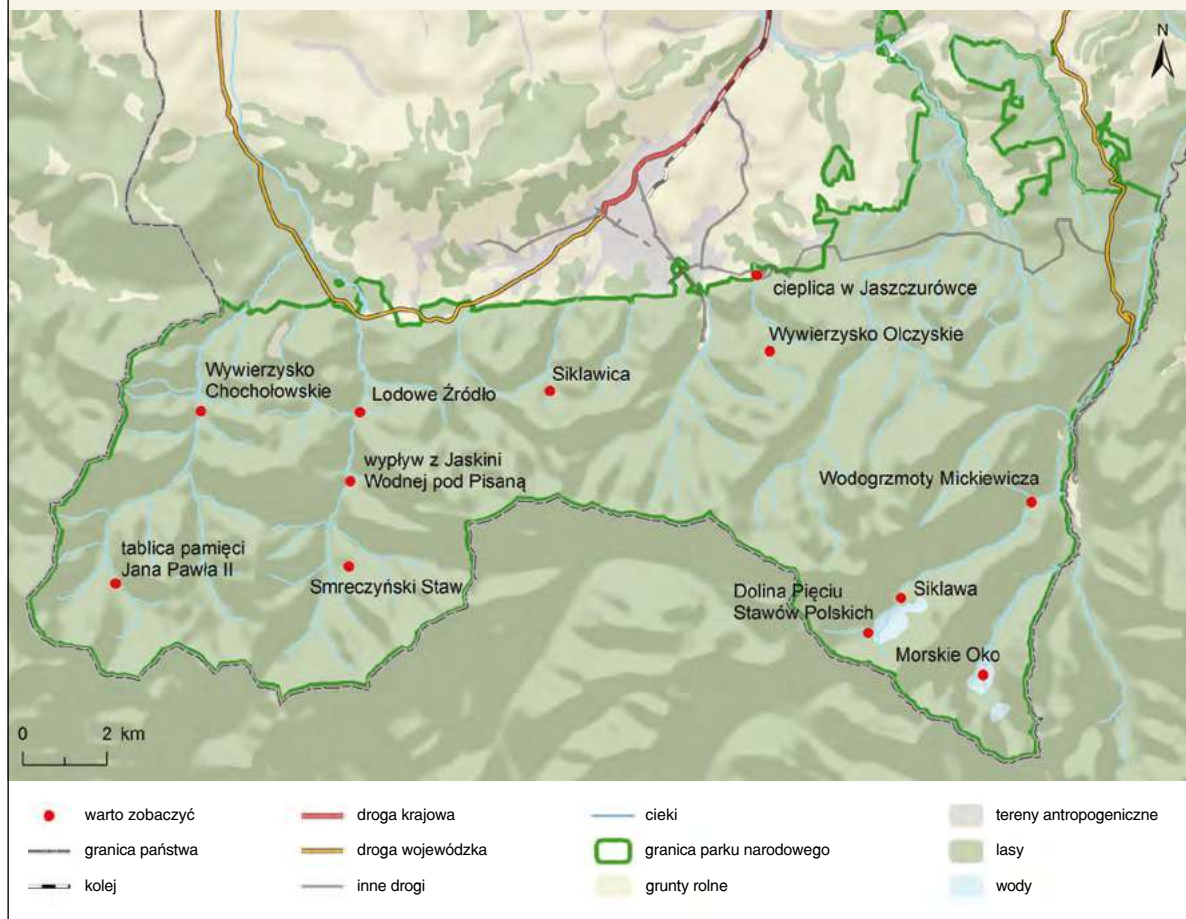


METRYKA PARKU

Data utworzenia: 30 października 1954 r.
Powierzchnia: 211,97 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,83 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 0,24 km⁻²
Liczba oczyszczalni ścieków: 21

Tatrzański Park Narodowy

miejsca, które warto zobaczyć



Wisły. Na obszarze TPN przebiega europejski dział wodny oddzielający zlewiska Morza Bałtyckiego i Morza Czarnego. Biegnie on granią boczną od Molkówki, przez Bobrowiec i Grześ do Wołowca, dalej granią główną Tatr przez Błyszcz, Tomanowy Wierch, Suchy Kondracki Wierch, Kasprowy Wierch, Świnicę, Szpiglasowy Wierch po Cubrynę, skąd skręca granią boczną w rejon Szczyrbskiego Jeziora i dalej na południe (Trafas, red. 1985).

Zróżnicowanie hipsometryczne sprawia, że w Tatrach bardzo wyraźnie zaznacza się piętrowość klimatyczna (Hess 1965). W miarę wzrostu wysokości bezwzględnej występują kolejno piętra klimatyczne o zróżnicowanej średniej rocznej temperaturze powietrza: chłodne (od 2 do 4°C); bardzo chłodne (od 0 do 2°C); umiarkowanie zimne (od -2 do 0°C) i zimne (od -4 do -2°C). Wraz z wysokością rosną opady: w dolnych partiach gór suma

WARTO ZOBACZYĆ

- **Morskie Oko** (dawniej Rybie Jezioro, Rybi Staw; 1395,4 m n.p.m.) – drugie pod względem powierzchni jezioro Tatr. Leży w Dolinie Rybiego Potoku. Jest jeziorem przepływowym; dopływa do niego Czarnostawiański Potok wypływający z Czarnego Stawu pod

roczna opadów sięga ok. 1100 mm, zaś w partiach szczytowych prawie 2000 mm. Średni gradient opadowy wynosi ok. 70 mm na 100 m wysokości. Charakterystyczną cechą klimatu Tatr jest wiatr halny, będący typem wiatru fenowego.

Konsekwencją piętrowości klimatycznej jest dobrze wyrażona piętrowość roślinna (Towpasz, Zemanek 1995). Do wysokości 1200 m n.p.m. występuje piętro regla dolnego z buczyną karpacką (*Fagetum carpaticum*), z dominacją buka i jodły, lokalnie świerka i jawora. Naturalne drzewostany zachowane są fragmentarycznie, piętro to jest zdominowane przez świerka. Piętro regla górnego występuje na wysokości od 1200 do 1550 m n.p.m. Dominuje w nim bór świerkowy, w pobliżu górnej granicy lasu występuje modrzew oraz lokalnie limba. Strome stoki porasta jaworzyna karpacka. Piętro kosówki (1550–1800 m n.p.m.) tworzą zwarte zarośla zespołu *Pinetum mughi carpaticum*, zróżnicowane w zależności od podłoża na dwa podzespoły: na granicie i na wapieniu (Piękoś-Mirkowa, Mirek 1996). Licznie występuje w tym piętrze jarzębina. W piętrze halnym (1800–2250 m n.p.m.) w murawach na podłożu granitowym dominuje zespół boimki dwurzędowej i situ skuciny, zaś na wapieniach – kostrzewy pstrej. Drzewostany o charakterze naturalnym występują fragmentarycznie; ok. 70% powierzchni TPN zajmują lasy i zarośla, natomiast resztę stanowią murawy wysokogórskie, skały i wody (2,09 km²). Środkową część Parku przecina Kolej Linowa „Kasprowy Wierch”, mająca początek w Kuźnicach i stację pośrednią na Myślenickich Turniach. Z Kasprowego Wierchu (1987 m n.p.m.) prowadzą



Rysami tworzący Czarnostawiańską Siklawę oraz Mnichowy Potok spadający Dwoistą Siklawą od strony południowo-zachodniej. Jezioro zasilane jest też dopływami okresowymi i wodami spływającymi w obrębie piargów. Morskie Oko jest jeziorem karowym, ultraoligotroficznym. Jest ono w naturalny sposób zarybione rodzimym pstrągiem potokowym.

WARTO ZOBACZYĆ

● **Dolina Pięciu Stawów Polskich** – dolina w Tatrach najzasobniejsza w wody stojące; tutaj znajduje się też największe, najgłębsze i najbardziej pojemne jezioro Tatr – Wielki Staw Polski. Cztery największe jeziora są jeziorami karowymi, mniejsze akweny zajmują obniżenia wśród moren. Poniżej Zadniego Stawu Polskiego pod Kołem znajduje się niewielkie jezioro okresowo wysychające – Wole Oko (0,15 ha; 1867,1 m n.p.m.). Z Wielkiego Stawu Polskiego wypływa Potok Roztoka, który spada w dół kaskadą Siklawy (Borowiak 2000a, b; Choiński 2000).

◀ Widok na Halę Gąsienicową
(fot. J. Pociask-Karteczka)

dwie trasy narciarskie: na Halę Gąsienicową, gdzie funkcjonuje czteroosobowa kolej krzesiolkowa o przepustowości 2400 osób w ciągu godziny oraz na Halę Goryczkową, na której działa kolej krzesiolkowa o przepustowości 730 osób w ciągu godziny (Piękoś-Mirkowa, Mirek 1996; Towpasz, Zemanek 1995).

Budowa geologiczna i rzeźba

Tatry należą do gór, które powstały w czasie orogenezy alpejskiej. Ruchy górotwórcze trwały tu od górnej kredy po młodszy trzeciorzęd (do ok. 15 mln lat temu). TPN leży w obrębie równoleżnikowo ułożonych jednostek tektonicznych Tatr. Od północy ku południowi występują kolejno: pas trzeciorzędowych skał osadowych, mezozoiczne skały osadowe w postaci serii wierchowej i serii reglowej oraz paleozoiczny trzon krystaliczny (Mapa..., 1979). Utwory trzeciorzędowe stanowi flisz podhalański, przy czym w północno-wschodniej części dominują warstwy chochołowskie ze znacznym udziałem gruboławicowych piaskowców z przewarstwieniami łupków, natomiast we wschodniej – warstwy zakopiańskie z przeważającym udziałem łupków oraz domieszką piaskowców, odznaczające się mniejszą odpornością niż warstwy chochołowskie. Rów Podtatrzański wypełniają czwartorzędowe żwirowo-piaszczyste osady fluwioglacjalne, pochodzące z denudacji Tatr.

Utwory mezozoiczne, zarówno serii reglowej jak i wierchowej, wykształcone są głównie w postaci wapieni, dolomitów, kwarcytów, piaskowców i margli jak również łupków i zlepieńców. Skały serii reglowej poprzedza wąski pas ciągnących się wzdłuż północnego brzegu Tatr znacznie młodszych skał osadowych, które stanowią utwory pochodzenia morskiego wieku eoceńskiego (trzeciorzęd), wykształconych głównie w postaci wapieni organicznych i organodetrytycznych z otwornicami oraz piaskowców dolomitowych i zlepieńców. Znacznie szerszym pasem ciągnie się obszar zbudowany z utworów serii reglowej, jednakże ze względu na mniejszą odporność tych skał, kulminacje nie są tak wysokie, jak w przypadku serii wierchowej. Do najwyższych wzniesień zbudowanych z utworów serii reglowej należą m.in.: Kopa Królowa Mała (1587 m n.p.m.) Kopa Królowa Wielka (1534 m n.p.m.), Gęsia Szyja (1490 m n.p.m.), Kopieniec Wielki (1328 m n.p.m.). Utwory serii wierchowej ciągną się wąskim równoleżnikowym pasem przylegającym do masywu krystalicznego Tatr i budują m.in. rejon Kopy Magury (1704 m n.p.m.) oraz dolne, północne części masywu Żółtej Turni (2087 m n.p.m.) i Małej Koszystej (2014 m n.p.m.), masyw Giewontu (1894 m n.p.m.), Czerwone Wierchy (2122 m n.p.m.), Kominiarski Wierch (1829 m n.p.m.), Bobrowiec (1662 m n.p.m.). Południowy pas TPN zajmuje trzon

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wodogrzmoty Mickiewicza** – stanowią trzy kaskady o wysokości ok. 10 m każdy (Wyżni Wodogrzmot, Pośredni Wodogrzmot i Niżni Wodogrzmot) oraz kilka mniejszych na Potoku Rozтока. Woda płynąca gardzielą pokonuje na tym odcinku różnicę poziomów wynoszącą ok. 120 m. Dolina Rozтока jest typową, polodowcową U-kształtną doliną zawieszoną w stosunku do dna doliny Białki (efekt różnicy tempa erozji lodowcowej w obrębie obu dolin). Poniżej Wodogrzmotów Mickiewicza Potok Rozтока gubi część wody w stożku napływowym. Huk Wodogrzmotów jest najsilniejszy podczas najwyższych przepływów; na przykład w lipcu 1962 r. przez Wodogrzmoty spływało prawie $12\,900\text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, co stanowiło wartość ok. 26 razy większą od przepływów minimalnych (Wit-Józwiak 1974). Wodogrzmoty swą nazwę otrzymały w 1891 r. na pamiątkę sprowadzenia (1890 r.) zwłok Adama Mickiewicza z Francji do Polski na Wawel (Radwańska-Paryska, Paryski 1973).



◀ Potok Sucha Woda
(fot. M. Kot)



▲ Ponor Mokra Jama
(fot. M. Kot)



▲ Ponor Mokra Jama po opadach
(fot. M. Kot)



◀ Wywierzysko Bystrej
poniżej ujęcia
(fot. J. Pociask-Karteczka)

krystaliczny, w obrębie którego występują skały granitoidowe, pegmatyty i aplity, alaskity oraz skały metamorficzne (Mapa..., 1979). W rejonie Kasprowego Wierchu i Czerwonych Wierchów występują czapki tektoniczne skał krystalicznych, leżące na skałach osadowych. Wśród utworów czwartorzędowych dominują pokrywy morenowe, piargi, stożki usypiskowe oraz osady fluwialne i fluwioglacjalne (stożki, terasy).

Obszar TPN cechuje rzeźba typu alpejskiego, będąca efektem erozyjnej i akumulacyjnej działalności lodowców górskich w plejstocenie. Do charakterystycznych form polodowcowych należą m.in. doliny U-kształtne, cyrki lodowcowe, piętrowo usytuowane kotły polodowcowe, zawieszone doliny, turnie, strome ściany skalne, mutony oraz moreny boczne, środkowe, czołowe, denne i ablacyjne. Zachowały się także nieaktywne lodowce gruzowe. W holocenie, rzeźba glacialna uległa przemodelowaniu, głównie za sprawą działalności erozyjnej i akumulacyjnej procesów stokowych (Klimaszewski 1988).

Na obszarach zbudowanych ze skał węglanowych znajdują się powierzchniowe i podziemne formy krasowe, spośród których najbardziej spektakularnymi są jaskinie. W TPN odkryto do tej pory ok. 800 jaskiń o łącznej długości 126,5 km; sześć z nich jest udostępniona turystom. Liczne są także leje krasowe, które przykryte są materiałem morenowym i których zasięg występowania nawiązuje do utworów serii wierzchowej.

Wody podziemne

Pod względem hydrogeologicznym Tatrzański Park Narodowy wchodzi w skład rejonu tatrzańskiego, będącego częścią subregionu śródkarpackiego w obrębie regionu karpackiego (Małocka i in. 2007). Optymalnymi warunkami hydrogeologicznymi odznaczają się wapień i dolomity, gdzie występuje szczelinowo-kawernowy system krążenia. Potencjalna wydajność otworu wynosi powyżej $10 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, natomiast w części krystalicznej zaledwie $0\text{--}2 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ (Kleczkowski, red. 1990; 1991). Gęstość źródeł na obszarze zbudowanym ze skał węglanowych nie jest duża (ok. $5 \text{ źródeł} \cdot \text{km}^{-2}$), lecz niektóre z nich odznaczają się znaczną wydajnością (wywierzyska). Średnia wydajność źródeł wynosi $0,9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (bez wywierzysk; Wit-Józwiak 1974). W krasie wierzchowym dominują głębokie systemy krążenia wód w kierunku równoleżnikowym – zgodnym z biegiem warstw skalnych oraz południkowym – nawiązującym do upadu warstw. Duże znaczenie dla podziemnej cyrkulacji wód posiadają szczeliny tektoniczne oraz kanały krasowe, którymi woda przemieszcza się na znaczne odległości, powodując niezgodności topograficznych i podziemnych działów wodnych. Masyw tatrzański spełnia rolę głównego obszaru zasilania dla niecki artezyjskiej Podhala, w ob-

WARTO ZOBACZYĆ

● **Siklawa** – najwyższy w Polsce wodospad (64 m wysokości). Woda spływa (nie spada swobodnie) dwoma – a przy wysokich stanach trzema – odnogami w dół Ściana Stawiarską o nachyleniu ok. 35° na dno Doliny Roztoki. Siklawą płynie ok. $200 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ przy stanach niskich i ponad $1000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ przy stanach wysokich (Wit-Józwiak 1974). Obecnie część Siklawy przepływa rurami do położonej poniżej małej elektrowni wodnej napędzanej wodą z Wielkiego Stawu Polskiego, dostarczającej energię elektryczną do schroniska w Dolinie Pięciu Stawów Polskich.



▲ Wody Siklawy spływają po granitoidowym progu wyglądzonego przez lodowiec (fot. A. Śliwiński)

rębie której występują wody geotermalne (Barczyk 2008; Małecka i in. 2007; Zuber i in. 2008).

Źródła drenujące zbiornik wód podziemnych w skałach granitoidowych odznaczają się niewielką i zmienną wydajnością. Wiele z nich ma charakter okresowy. W obrębie fliszu podhalańskiego występuje zbiornik szczelinowo-porowy, zasilający liczne, ale niewielkie – często okresowe wypływy o wydajności niższej od $0,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Lokalnie, dość zasobne zbiorniki, stanowią utwory morenowe oraz pokrywy rumoszowe. Duże zbiorniki morenowe występują w zlewniach Stawów Gąsienicowych, Pięciu Stawów Polskich, Rybiego Potoku. O znacznej zasobności tych zbiorników świadczą liczne źródła, których gęstość w zlewni Białki osiąga ok. $10 \text{ źródeł} \cdot \text{km}^{-2}$. Ich wydajność wynosi od $0,1$ do kilku $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kleczkowski 1991, Wit-Józwick, Ziemońska 1962).

Osobliwością krenologiczną TPN jest cieplica na Jaszczurówce. Do lat 50. XX w. temperatura wypływającej wody wynosiła ok. 21°C . Efekt podwyższonej temperatury wody wynikał z faktu, że krążące głęboko wody, ogrzane ciepłem wnętrza Ziemi, wydostawały się na uskoku ograniczającym Tatry od Podhala. Cieplica została w roku 1861 wykorzystana na kąpielisko przez ówczesnego właściciela tych ziem – Adama Uznańskiego (Nyka 1994). Po II wojnie światowej w miejscu dawnych basenów powstały trzy nowe, betonowe, a w miejscu cieplicy wykonano głęboki na 150 m odwiert w celu pozyskania cieplejszej wody. Okazało się jednak, że w korycie rzeki następuje ucieczka wód Potoku Olczyskiego (ponor) i wody te wypływają w odwiercie, co zostało potwierdzone barwieniami. W rezultacie wykonania tego odwiertu obniżona została temperatura wody w cieplicy, co spowodowało m.in. upadek kąpieliska. W rejonie dawnej cieplicy znajduje się wypływ wody o podwyższonej temperaturze, która dostaje się do koryta Potoku Olczyskiego, powodując podniesienie się temperatury wody w potoku (Wit-Józwick 1974). Staraniem TPN urządzono tu w ostatnich latach „Ośrodek czynnej ochrony płazów i gadów” (Pęksa, Pęksa 2006).

Skład chemiczny wód podziemnych uwarunkowany jest głównie podłożem skalnym (Oleksynowa, Komornicki 1996; Żelazny i in. 2008). Wody krążące w skałach krystaliniku i piaskowcach dolnego triasu „dziedziczą” cechy wód opadowych, bowiem ok. 90% rozpuszczonych składników pochodzi z infiltracji i influacji wód, pochodzących z opadów atmosferycznych (Małecka i in. 2007). Są to wody ultrasłódkie, bardzo miękkie, słabo kwaśne, o mineralizacji nie przekraczającej $100 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Wody drenujące utwory węglanowe są to wody słodkie, miękkie lub średnio twarde, słabo kwaśne albo obojętne lub słabozasadowe o zróżnicowanej mineralizacji od $100 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ do przekraczającej niekiedy $200 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Małecka, Humnicki 1989). Jakość wód podziemnych w TPN jest bardzo dobra; są one możliwe do użytku bez uzdatniania.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Siklawica** (dawniej również Sicząca, Siczawa i Siklawa) – wodospad w Dolinie Strążyskiej na potoku Bacuch (Bacug) będącym górnym biegiem Strążyskiego Potoku. Składa się z dwóch części: górnej, z której woda spada z wysokości 10 m i dolnej, o wysokości 12 m (1100 m n.p.m.). Należy do dolomitowych ścian skalnych, z których spada woda o temperaturze ok. 80° (Nyka 1994). Pośród dwóch części wodospadu znajduje się skalna półka z kotłem eworsyjnym.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Smreczyński Staw** (1226,7 m n.p.m.) – jezioro bezodpływowe, wypełniające zagłębienie między morenami w górnej części Doliny Kościeliskiej. Ma głębokość maksymalną 5,3 m, powierzchnię 0,752 ha, pojemność 13 540 m^3 (Łajczak 1996b). Woda jeziora jest typu dystroficznego. Pokrywa lodowa tworzy się na nim w listopadzie, zanika w kwietniu lub maju. Jezioro to ma latem jedną z najwyższych w Tatrach temperatur wody przy powierzchni – temperatura ta mieści się w przedziale od $19,1$ do $22,0^\circ\text{C}$ (Pacl, Wit-Józwick 1974).



TPN położony jest na obszarze Głównego Zbiornika Wód Podziemnych Zakopane (nr 441) o charakterze szczelinowo-krasowym, gdzie średni moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi $0,77 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Jest to obszar jednolitej części wód podziemnych nr 156, cechującej się wodoprzepuszczalnością od $1 \cdot 10^{-6}$ do $3 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ oraz niekorzystnym stopniem izolacji (Małecka i in. 2007).

◀ Wywierzysko Olczyckie
(fot. J. Pociask-Karteczka)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wywierzysko Olczyckie** (1065 m n.p.m.) – maksimum wydajności wynoszące ok. kilka tysięcy $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ występuje zwykle latem po opadach (np. 1980 r. – $7315 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), natomiast w miesiącach jesiennych i zimowych jego wydajność spada do zaledwie stu kilkudziesięciu $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Średnia wydajność z wielolecia wynosi ok. $500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Dominujące znaczenie w zasileniu wywierzyska posiada dopływ wód ze zlewni Potoku Pańszczycykiego w Tatrach Wysokich (niezgodność działów wodnych topograficznego z podziemnym pomiędzy zlewniami Suchoj Wody oraz Potoku Olczyckiego). Wzrost wydajności źródła wywołany topnieniem pokrywy śnieżnej następuje w kwietniu lub maju. Szybkość reakcji wydajności źródła na zwiększone zasilenie zależy do stanu zawodnienia masywu: stwierdzona szybkość migracji wód wynosi od $0,0197$ do $0,0236 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Źródło reaguje na zwiększone zasilenie z Doliny Pańszczycy po 40–48 godz. (Dąbrowski, Głazek 1968; Małecka, 1997; Małecka, Humnicki 1989).



1



2

◀ 1–2. Źródła morenowe w Dolinie Gąsienicowej (fot. J. Pociask-Karteczka)

Wody powierzchniowe

Obszar Tatrzańskiego Parku Narodowego w obrębie Tatr Zachodnich odwadniany jest m.in. przez potoki: Chochołowski, Kościeliski, Małotański, Strążyński, Olczyński oraz Bystrą, natomiast Tatry Wysokie odwadniają Sucha Woda z dopływem Pańszczycki Potok, Filipczański Potok oraz Białka, która powstaje przez połączenie Potoku Roztoka i Rybiego Potoku. Rzeki główne mają przebieg południkowy i odznaczają się znacznym spadkiem; np. spadek

▼ Ośrodek czynnej ochrony płazów i gadów w Jaszczurówce (fot. J. Pociask-Karteczka)



Chochołowskiego Potoku wynosi 65‰, Kościeliskiego – 40‰. Spadki niektórych dopływów bocznych są znacznie większe (np. spadek Potoku Rozтока wynosi 110,5‰, Potoku Waksmundzkiego – 175,7‰). W miejscach nagłego załamania spadków powstają wodospady; do najwyższych należą: Siklawka i Wodogrzmoty Mickiewicza (Baścik, Chełmicki 2006; Pociask-Karteczka, Żelazny 2006; Wit-Józwiak 1974; Wit-Józwiak, Ziemońska 1962; Ziemońska 1973).

Gęstość stałej sieci rzecznej jest zróżnicowana: największa występuje na obszarach zbudowanych w utworów krystalicznych i wynosi ok. $1 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$. Gęstość sieci rzecznej okresowej jest ponad dwukrotnie niższa. Na obszarach zbudowanych z utworów węglanowych, gęstość stałej sieci rzecznej jest mniejsza i wynosi ok. $0,32 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$; przeważają potoki okresowe, których gęstość sieci wynosi ok. $1 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$. Na niektórych odcinkach rzek następuje gubienie wody zarówno w utworach fluwioglacjalnych, stożkach usypiskowo-napływowych, jak również w utworach krasowych. Dochodzi wówczas do zmniejszenia przepływu lub całkowitego zaniku wody w korycie. Zjawisko gubienia wody w ponorach zachodzi w zlewniach Suchej Wody i Pańszczyckiego Potoku.

Na obszarze Parku duże znaczenie ma retencja powierzchniowa w postaci jezior oraz wieloletnich płatów śnieżnych i śnieżno-firnowych (Choiński, Macias 2007; Łajczak 1996b). Jeziora mają pochodzenie polodowcowe: w większości przypadków woda wypełnia dawne kotły i cyrki lodowcowe lub przegłębione doliny zamknięte ryglami skalnymi. Wyjątek stanowią nieliczne zagłębienia krasowe wypełnione wodą i zagłębienia glaciwytopi-skowe lub międzymorenowe. Niektóre z nich wypełnione są całkowicie torfem lub mają charakter trzęsawisk. Obszarem największej retencji jeziornej



◀ Strążyski Potok
(fot. M. Kot)

WARTO ZOBACZYĆ

• Lodowe Źródło

– wypływa na wysokości 974 m n.p.m. w rejonie Bramy Kraszewskiego u podnóża stoku masywu Uplaziańskiej Kopki. Barwienia wykazały, że woda pochodzi z systemów krasowych masywu Czerwonych Wierchów (jaskinie Czarna, Miętusia, Kozia, Wielka Śnieżna). Średnia wydajność wywierzyśka wynosi ok. $700 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, natomiast temperatura wody od 4,5 do 4,7°C (Barczyk 2008, Małecka 1997). Podczas podwyższonej wydajności, woda wypływająca ze źródła płynie wśród skalnego rumoszu trzema strumieniami, zaś przy mniejszych wydajnościach – w dwóch kierunkach, uchodząc do Kościeliskiego Potoku.

jest Dolina Pięciu Stawów Polskich, w obrębie której występuje najgłębsze jezioro Tatr – Wielki Staw Polski (Lange i in. 2000).

Dolinę opuszcza ok. $200 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ wody przy stanach niskich i ponad $1000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ wody przy stanach wysokich (Wit-Józwiak 1974). Stawy są pokryte lodem od października lub listopada do maja lub czerwca. Część z nich (Przedni, Mały i Czarny) została w przeszłości nielegalnie zarybiona pstrągiem źródlanym (*Salvelinus fontinalis*), co wpłynęło na zmniejszenie się przezroczystości wody w wyniku zaburzenia składu planktonu (Gliwicz 1985).

Jeziora w Dolinie Pięciu Stawów Polskich

Nazwa	Wysokość zwierciadła wody (m n.p.m.)	Powierzchnia (ha)	Pojemność (tys. m ³)	Głębokość maksymalna (m)
Zadni Staw Polski pod Kołem	1889,6	6,9	918,4	31,6
Czarny Staw Polski	1721,9	13	2825,8	50,5
Wielki Staw Polski	1664,5	35,8	12 967	80,3
Mały Staw Polski	1667,6	0,18	1,8	2,1
Przedni Staw Polski	1668,5	8	1 130	34,6

Badania pokrywy lodowej Morskiego Oka wykazały, iż od lat 70. XX w. daje się zauważyć skrócenie czasu zlodzenia jeziora w tempie ok. 11 dni na 10 lat oraz spadek miąższości pokrywy lodowej (średnio 5,3 cm na 10 lat). Taka tendencja może odzwierciedlać zachodzące zmiany klimatyczne, przejawiające się m.in. wyraźnym ociepleniem sezonu wiosennego (Choiński i in. 2011).

Funkcję retencyjną pełnią także wieloletnie płaty śnieżne, występujące głównie w zacienionych żlebach, kottach i innych wklęsłych formach terenu ekspozowanych na północ. Najwięcej płatów występuje w górnej części zlewni Rybiego Potoku powyżej 2000 m n.p.m. Do największych wieloletnich płatów śnieżnych należą Bandzioch w Wielkim Kotle Mięguszowieckim, płat w Małym Kotle Mięguszowieckim oraz płat pod Bulą pod Rysami. Ten pierwszy składa się z firnu oraz lodu i jest w ruchu, co pozwala go zaklasyfikować do tzw. lodowców embrionalnych (*glacière*t). Wielkość płatów zmienia się z roku na rok; w połowie lat 80. XX w. całkowita powierzchnia wieloletnich płatów śnieżnych w Tatrach wynosiła ok. 3,3 ha (Gądek 2002; Wiślińska, Wiśliński 1994).

Przepływy potoków tatrzańskich uzależnione są głównie od opadów – ich ilości i intensywności – oraz rozkładu i wysokości temperatur powietrza

WARTO ZOBACZYĆ

• Wywierzysko Chochołowskie

(988 m n.p.m.) – wypływa w rejonie Niżniej Bramy Chochołowskiej po orograficznie prawej stronie doliny, w pobliżu drogi (Nyka 1994). Woda podpływa ascenzyjnie z lejkowatego basenu zwanego Stawkciem, częściowo zasypanego w przeszłości przez pastery, aby nie topiło się w nim bydło. Woda w wywierzysku pochodzi zarówno z systemów jaskiniowych Kominiańskiego Wierchu, jak też w ok. 30% z Chochołowskiego Potoku, którego wody nikną w ponorach w rejonie leżącej wyżej leśniczówki Blaszyńskich. Stwierdzono także dopływ wód do wywierzyska z Jaskini Rybiej. Średnia wydajność wywierzyska wynosi ok. $400 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, zaś temperatura wody od 4,5 do 5°C (Barczyk 2008, Małecka 1997).



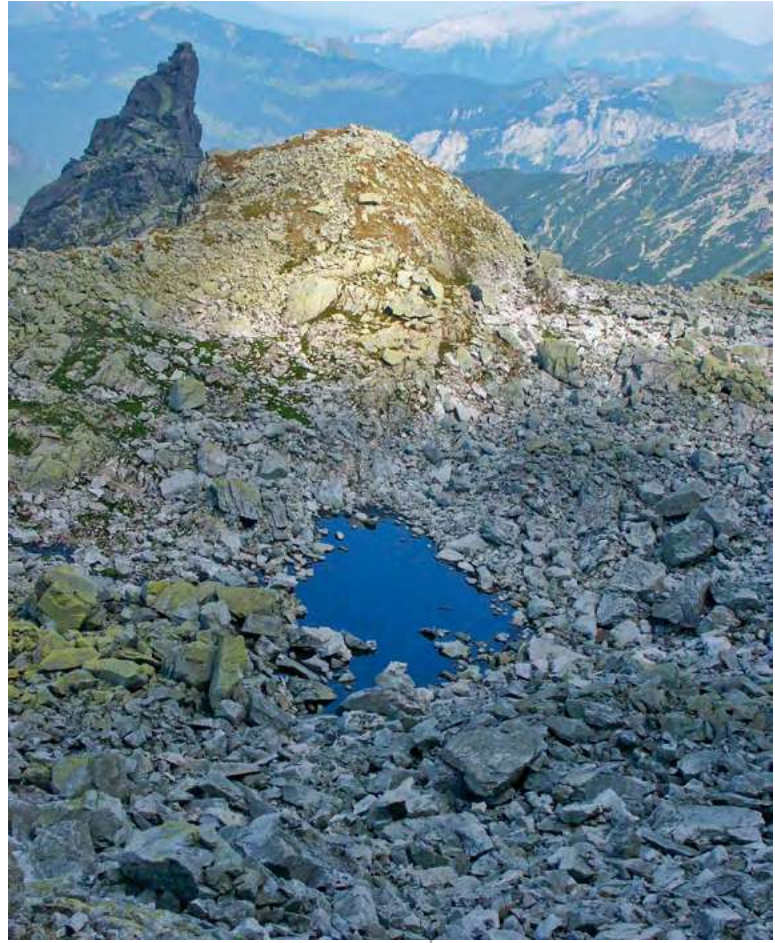
1



2



3



4

decydującego o przebiegu roztopów. Średni roczny przepływ Kościeliskiego Potoku wynosi ok. $1,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Cichej Wody $2,16 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Porońca $1,62 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Bystrej $1,15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, Potoku Olczyskiego $0,58 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, natomiast Białki $3,13 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Odptyw jednostkowy w zlewniach tatrzańskich jest przestrzennie zróżnicowany i wynosi od 20 do $50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (1961–2000). Reżim rzek tatrzańskich jest reżimem prostym (jeden okres wezbraniowy wiosną i latem, jedna niżówka w okresie jesienno-zimowym). Bezpośrednio po roztopach przebiegających stopniowo – od najniższego do najwyższego piętra klimatycznego – nastaje letnie wezbranie opadowe. W przypadku Białki okres wezbraniowy trwa od maja do czerwca i jest dłuższy niż w pozostałych zlewniach. W przypadku Czarnego Dunajca oraz Kościeliskiego Potoku występuje stosunkowo krótki okres wezbraniowy, którego kulminacja przypada na maj i spowodowana jest głównie roztopami wiosennymi. Daje się zauważyć bardzo nierównomierny rozkład odpływu w ciągu

- ▲ 1. Czarny Staw Gąsienicowy (fot. M. Kot)
- 2. Dwoisty Staw Gąsienicowy (fot. M. Kot)
- 3. Zmarzły Staw Gąsienicowy (fot. M. Kot)
- 4. Zadni Mnichowy Staw (fot. M. Kot)

roku; najbardziej zaznacza się to w zlewni Białki, gdzie w półroczu letnim (V–X; 1961–2000) ze zlewni odpływa prawie 80% wody. Podczas niżówki zimowej wiele koryt nie funkcjonuje (Dobija 1981; Łajczak 1996b; Pociask-Karteczka i in. 2010).

Wody powierzchniowe na obszarze TPN można zaliczyć do wód ultra-słodkich ($0\text{--}100\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$) i bardzo słodkich ($100\text{--}300\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$), a tylko nieliczne do słodkich ($300\text{--}500\text{ mg}\cdot\text{dm}^{-3}$), głównie dwu- lub trzyjonowych ($\text{HCO}_3\text{--Ca}$, $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$; Oleksynowa, Komornicki 1996). Najwyższą mineralizacją odznaczają się potoki drenujące zlewnie zbudowane z utworów serii reglowej o dużym udziale skał węglanowych, natomiast najmniejszą mineralizacją charakteryzują się potoki Tatr Wysokich, odwadniające zlewnie zbudowane ze skał krystalicznych (Małecka, Małecki 2000).

Wykorzystanie wód

Na terenie TPN eksploatuje się zarówno wody powierzchniowe, jak i podziemne. Największym obiektem jest kompleks ujęć w Kuźnicach, oparty głównie na wodzie z potoków Bystra i Jaworzynka, wodach podziemnych z dawnych sztolni górniczych oraz wodach źródeł Kórnickiego, Gonciska oraz Jedle. W kompleksie ujęć „Jaszczurówka” ujmuje się wody źródeł Baptyści i Barany oraz Potoku Olczyskiego. Ujęte jest także Źródło Pod Capkami. Jakość ujmowanej wody jest bardzo dobra, toteż uzdatnianie tych wód



1



2



3

WARTO ZOBACZYĆ

● **Cieplica w Jaszczurówce** (898 m n.p.m.) – leży u wylotu Doliny Olczyskiej u podnóża zbocza Nosala po orograficznie lewej stronie doliny (od zachodu); była podziwiana już przez Wincen-tego Pola podczas jego wizyty w Tatrach w 1835 r. W utworze *Na wodach (1869)* tak o niej pisał: *z płytkiego niby jeziorka, zawałonego wielkimi brytami skał, dobywa się źródło ciepłe. Jaskier i rzeżucha wodna porasta tu bujnemi kępami (...). Roślinność ta bowiem nie zaumiera tu i w zimie. Ale ciepłem źródła podsycana trzyma się świeżo. Nawet wówczas gdy zwaliste śniegi okryją całe podnóże Tatrów, (...) parne mgły wznoszą się z tego jeziorka* (Pol 1869). Źródło to wykorzystywane było w celach leczniczo-rekreacyjnych w Jaszczurówce już w XIX w.

- ◀ 1. Stawy Wielki i Przedni w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (fot. M. Kot)
- 2. Wieloletnie płyty śnieżne (fot. J. Pociask-Karteczka)
- 3. Wiercenie w lodzie Czarnego Stawu pod Rysami (fot. J. Pociask-Karteczka)



wymaga zaledwie cedzenia, sedymentacji oraz dezynfekcji. Wykonane zostało też ujęcie wody na Potoku Kościeliskim poniżej Bramy Kantaka, obecnie nie eksploatowane, z którego docelowo będzie zaopatrywane w wodę Kościelisko. Na terenie Parku istnieje także ujęcie na Potoku Małofąckim, a także ujęcia wód jeziornych z Morskiego Oka i Przedniego Stawu Polskiego oraz potoków Czarnego, Pyszniańskiego i Bobrowieckiego na potrzeby schronisk oraz ujęcie wód Wywierzyska Bystrej na potrzeby hotelu górskiego na Kala-tówkach. Woda pitna pobierana jest również dla obiektów PKL z Wywie-



◀ Białka w tysej Polanie
(fot. M. Kot)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wyptyw z Jaskini Wodnej pod Pisaną** (1023 m n.p.m.) – wyptywa ze Skały Pisanej. Woda pochodzi głównie z położonych ok. 200 m wyżej ponorów, w których niknie woda Kościeliskiego Potoku; ok. 20% pochodzi prawdopodobnie z Masywu Czerwonych Wierchów (system Jaskini Wysoka – Za Siedmiu Progami; Grodzicki 1993). Czas przepływu wód Kościeliskiego Potoku w Jaskini Wodnej pod Pisaną trwa w zależności od stanów wody od 15 min. przy stanach bardzo wysokich do ponad godziny przy stanach bardzo niskich (Barczyk 2008).

- ◀ 1. Źródło W. Eljasza Radzikowskiego Południowe (Dolina Olczyńska)
(fot. J. Pociask-Karteczka)
- 2. Odptyw ze źródła W. Eljasza Radzikowskiego Południowego
(fot. J. Pociask-Karteczka)

rzyska Goryczkowego. Część wody pobierana jest także dla potrzeb energetyki. W Kuźnicach od czasów hrabiego Władysława Zamoyskiego pracuje mała elektrownia wodna o mocy znamionowej 0,26 MW. Elektrownia ta powoduje zanik części przepływu wody w korycie Bystrej – od niewielkiej zapory pod Kalatówkami do Kuźnic. Małe elektrownie wodne zostały również wybudowane dla schronisk Murowaniec na Hali Gąsienicowej na Czarnym Potoku oraz na Hali Chochołowskiej. Od 2010 r. eksploatuje się także wody Wielkiego Stawu Polskiego, które są doprowadzane rurociągiem w celach energetycznych do małej elektrowni wodnej (80 kW) w pobliżu Schroniska PTTK w Dolinie Pięciu Stawów Polskich.

Jakość wód

Jakość wód w TPN jest dobra. Zakwaszenie wód powierzchniowych, związane z zanieczyszczeniami atmosferycznymi dalekiego zasięgu docierającymi nad obszar Tatr, które było niepokojąco wysokie, zwłaszcza w drugiej połowie XX w., nie jest już tak znaczne (Kot 1993; Rzychoń 1998, 2009; Żelazny i in. 2008). Fekalizacja otoczenia szlaków przy frekwencji rocznej ponad 2,5 miliona wejść turystycznych na teren TPN jest częściowo zmniejszona przez instalację szczelnych toalet kontenerowych, które co rok przechwytyją ok. 1 tys. m³ zanieczyszczeń. Lokalnie obserwuje się podwyższone stężenia niektórych związków poniżej oczyszczalni ścieków przy schroniskach.



WARTO ZOBACZYĆ

• **Tablica pamięci Jana Pawła II** – miejsce, gdzie 23 czerwca 1983 r. dotarł podczas swojej ostatniej pieszej wycieczki w Tatry papież Jan Paweł II. Informuje o tym tablica wmurowana do dużej skały. Obok wiszą różańce, obrazki i inne wota, pozostawione przez turystów. Jan Paweł II rozpoczął wycieczkę na Polanie Chochołowskiej. Dla upamiętnienia tego faktu, szlak ten nazwano Papięskim (www.chocholowska.zakopane.pl). Podczas odpoczynku nad potokiem Ojciec Święty umoczył w wodzie prawą rękę i przeżegnał się. Było to swoiste błogosławieństwo dla Tatr. Ojciec Święty miał wtedy także westchnąć: „żeby tak mógł tu dłużej posiedzieć”. Być może tę chwilę opisuje fragment Jego Tryptyku Rzymskiego (2003):
*Zatoka lasu zstępuje
w rytmie górskich
potoków...
Jeśli chcesz znaleźć źródło,
musisz iść do góry,
pod prąd. (...)
Strumieniu, leśny
strumieniu,
odstoń mi tajemnicę
swego początku!*

◀ Źródło Kórnickie – ujęte na potrzeby Zakopanego (fot. J. Pociask-Karteczka)

Zagrożenia wód

Choć wszystkie leśniczówki i osady znajdujące się w granicach Tatrzańskiego Parku Narodowego wyposażone są w biologiczno-mechaniczne oczyszczalnie ścieków lub zostały przyłączone do kanalizacji zbiorowej, to jednak zrzuty z oczyszczalni są znaczącym źródłem związków biogenych, powodujących lokalnie zmiany w biocenozach potoków tatrzańskich.

Do najpoważniejszych zagrożeń stosunków wodnych na obszarze TPN należą (Balon i in. 2008, Choiński i in. 2007, Kownacki i in. 1996):

- zanieczyszczenie wód jeziornych (zaśmiecanie, wrzucanie monet i żywności, spływ fekalii) wskutek masowego ruchu turystycznego w strefie przybrzeżnej Morskiego Oka,

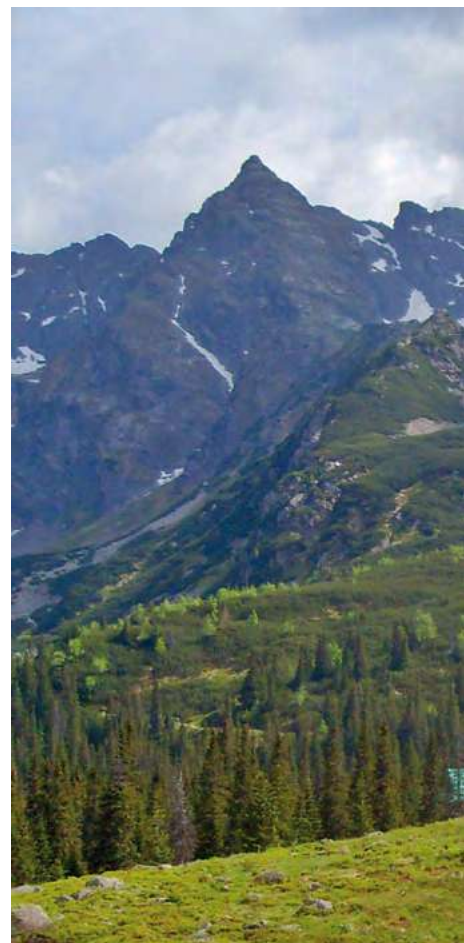
- zaburzenie naturalnej cyrkulacji i stratyfikacji termicznej wód jeziornych poprzez pobór wody z Wielkiego Stawu Polskiego ($50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) na potrzeby elektrowni wodnej,

- pogorszenie jakości wody w potokach tatrzańskich poniżej zrzutów z oczyszczalni ścieków funkcjonujących przy schroniskach turystycznych.

Należy także mieć na uwadze zaburzenie obiegu wody z powodu eksploatacji wód podziemnych i powierzchniowych; na obszarze Parku funkcjonują bowiem ujęcia wód podziemnych i powierzchniowych, m.in. zlewnie Bystrej i Potoku Olczyskiego. Może ono przejawiać się w zmniejszeniu wydajności źródeł oraz w znacznym ograniczeniu przepływów podczas niżówek. W wyniku intensywnego poboru wody do wodociągów zakopiańskich, podczas zimowych niżówek w Bystrej poniżej Kuźnic notowane są bardzo niskie stany wody i przepływy o wartości zaledwie $13 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kot 1998).

Zmiany warunków krążenia wody następują wzdłuż najbardziej obciążonych szlaków, gdzie wskutek utwardzenia podłoża przez rozdeptanie, dochodzi do intensyfikacji spływu powierzchniowego, przyspieszającego obieg wody. Zmiana warunków infiltracji następuje także na fragmentach intensywnie użytkowanych stoków narciarskich, wskutek zdzierania darni i przemieszczania pokrywy – zwłaszcza pod koniec sezonu narciarskiego.

▼ Panorama Tatr
(fot. J. Pociask-Karteczka)





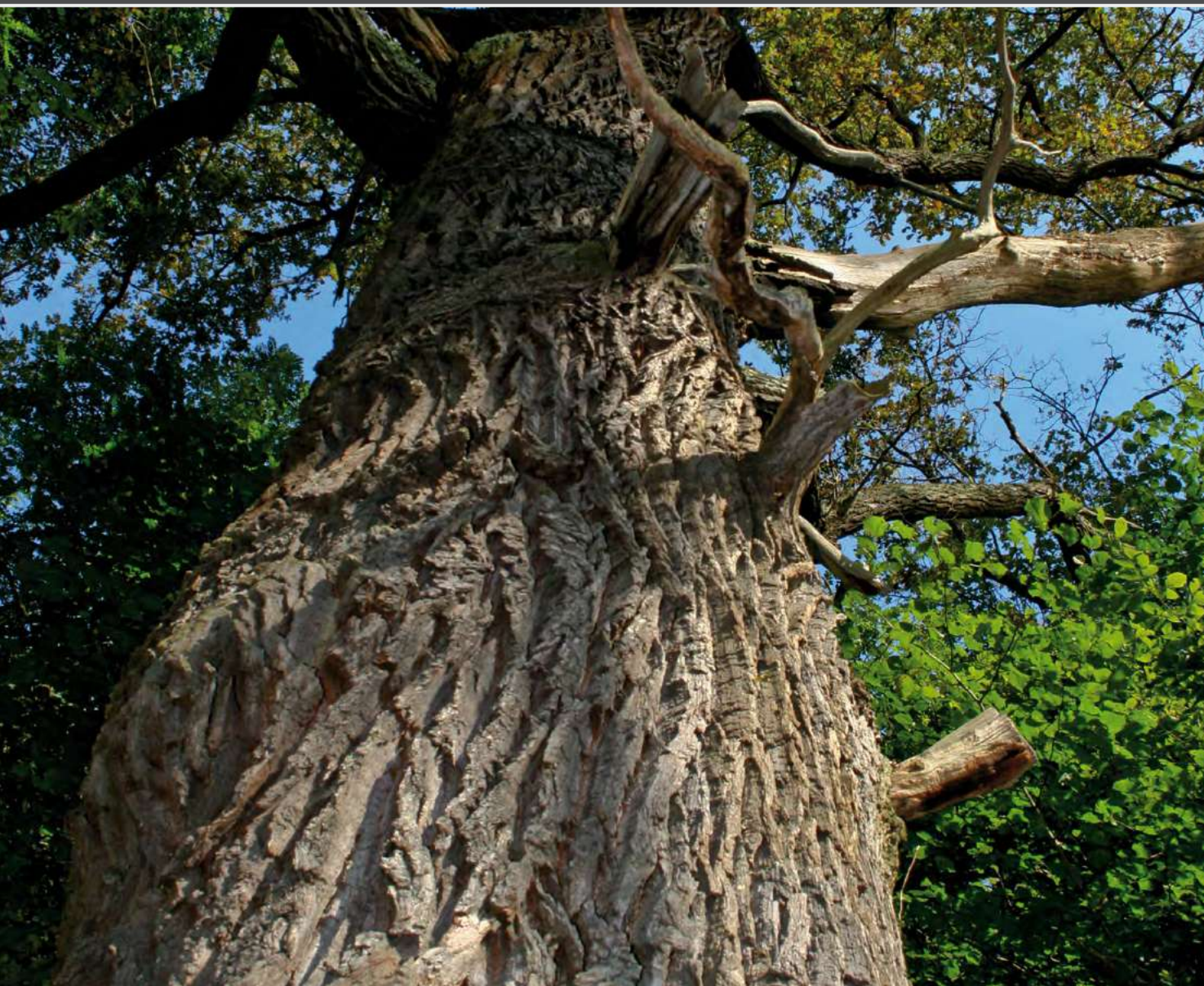
◀ Długi Staw Gąsienicowy
(fot. M. Kot)





Wody w parkach narodowych Polski

WIELKOPOLSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map
Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce
Pomnikowy drzewostan w zlewni bezpośredniej Jez. Kociołek
(fot. A. E. Ławniczak)

Korekta
Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP
lookStudio
e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.
Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Wielkopolski Park Narodowy

Agnieszka E. Ławniczak, Adam Choiński



www.wielkopolskipn.pl

Położenie

Wielkopolski Park Narodowy (WPN) jest położony w mezoregionie Pojezierze Poznańskie, obejmując zachodnią część Pojezierza Wielkopolskiego (Kondracki 2001). Zlokalizowany jest w odległości 15 km na południe od Poznania. Najwyższym wzniesieniem Parku jest Osowa Góra (132 m n.p.m.). Jego powierzchnia zmieniała się w czasie. W 1996 r. z terenu Parku wyłączono miejscowości: Puszczykowo, Mosina i Stęszew. Spowodowało to zmniejszenie się jego powierzchni z 96 do 75,84 km². Prawie 46,17 km² Parku pokrywają lasy, co stanowi ok. 61% jego powierzchni. Uprawy rolne zajmują zaś ok. 22 km², czyli ponad 28% powierzchni Parku. Wody pokrywają ok. 6,1% jego powierzchni.

Na terenie WPN ochroną ścisłą objęto 18 obszarów o łącznej powierzchni 2,6 km². Występują tam różne formy krajobrazu polodowcowego oraz cenne zbiorowiska roślinne i zwierzęce. Najczęstszą formą ochrony jest ochrona częściowa, stosowana na obszarze 63,67 km². Ochroną krajobrazową objęto 9,57 km². Ochroną indywidualną otoczono także 32 drzewa pomnikowe i jeden głąz narzutowy. Park przecina kilka szlaków komunikacyjnych: droga główna E261 (Poznań – Leszno) oraz drogi wojewódzkie nr 306, 430, 431.

Budowa geologiczna i rzeźba

Obszar Wielkopolskiego Parku Narodowego leży na północnym obrzeżu monokliny przedsudeckiej. Monoklinę tę buduje kompleks warstw skalnych



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 16 kwietnia 1957 r.

Powierzchnia: 75,84 km²

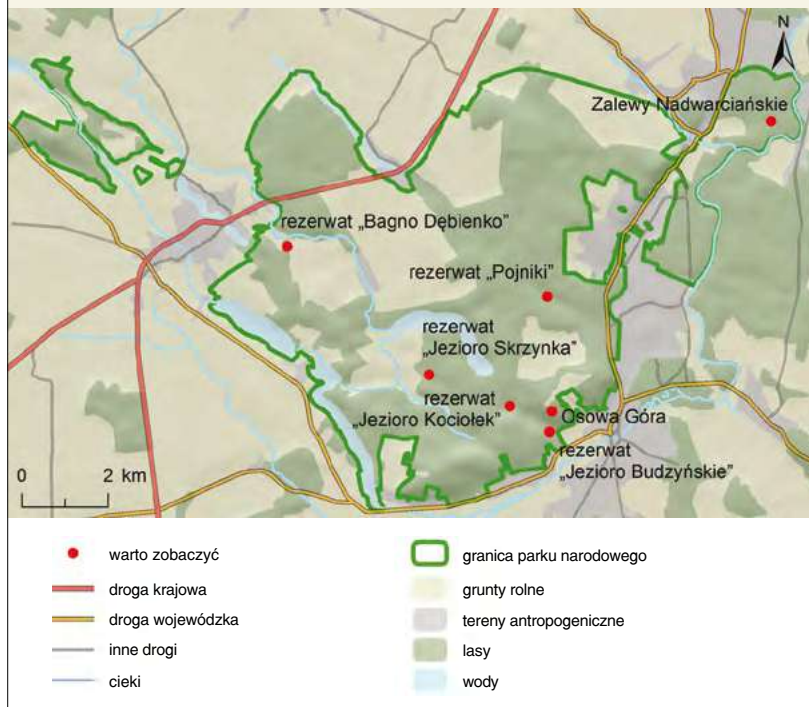
Gęstość sieci rzecznej: 0,60 km · km⁻²

Gęstość źródeł: 0,07 km⁻²

Liczba jezior: 11

Liczba oczyszczalni ścieków: 0

Wielkopolski Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



WARTO ZOBACZYĆ

● **Rezerwat „Jezioro Skrzyńka”** – jedyne dystroficzne jezioro w WPN. Rosną tu m.in. torfowce, które zwartym kożuchem wkraczają na taflę jeziora. Jezioro jest bardzo podatne na zaniechanie, czemu sprzyja niewielka głębokość. Uwzględniając aktualne tempo zaniku, szacuje się, że za kilkadziesiąt lat jezioro przestanie istnieć. Nad jeziorem można znaleźć stanowiska owa-
dożernej rośliczki okrągłolistnej (*Drosera rotundifolia* L.).

wieku od karbonu po kredę. Mają one upad skierowany ku północy. Pod nimi zalegają sfaldowane osady dewońskie i karbońskie. W podłożu Parku, zbudowanym ze skał mezozoicznych, wyraźnie zaznacza się rów tektoniczny o południkowym przebiegu i szerokości 2–3 km. Na terenie WPN biegnie on między Jez. Góreckim i Wartą. Utwory trzeciorzędowe zalegają na wapieniach jurajskich, zaś w obrębie rowu – na skałach kredowych. Miąższość utworów paleogenu dochodzi do 20 m, lecz w strefie rowu przekracza 100 m. Są to osady piaszczysto-mułowe z przewarstwieniami węgla brunatnych. Neogen reprezentowany jest natomiast przez utwory piaszczysto-mułowe z przewarstwieniami węgla brunatnych. W obrębie rowu węgle te tworzą bardzo zasobne pokłady o miąższości przekraczającej 10 m. Łączna miąższość utworów neogenu wynosi ok. 20 m, a w strefie rowu przekracza 40 m.

Obszar Parku leży w zasięgu fazy leszczyńskiej zlodowacenia wisły i przykryty jest zwartą powłoką osadów czwartorzędowych. Ich miąższość waha się od kilku do kilkunastu metrów w obrębie Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej oraz w dolinie Warty, do ok. 80 m koło Starego Dymaczewa i Rosnówka. W skład kompleksu utworów czwartorzędowych wchodzi zazwy-

czaj dwie warstwy glin zwałowych, oddzielonych od siebie piaskami i żwirami wodnolodowcowymi. Lokalnie w podłożu występują ropy i mułki zastois-kowe. W południowej części Parku, pod powierzchnią terenu, zalegają miążs-ze na kilkadziesiąt metrów piaski, ropy i gliny moren z wyciśnięcia (Chachaj 1996). Największą część powierzchni wysoczyznowej Parku pokrywają piaski i żwiry lodowcowe z licznymi głazami. Duży jest też udział glin zwałowych. Pradolinę i dolinę Warty wypełniają piaski i żwiry rzeczne. W obniżeniach na wysoczyźnie pojawiają się torfy, a fragmentarycznie mułki, piaski i żwiry kemów oraz piaski i żwiry ozów.

Rzeźba Parku, mimo jego niewielkiej powierzchni, jest bardzo urozmai-cona. Wpływa na to bezsprzecznie niedalekie sąsiedztwo głęboko wciętej doliny Warty i Osowej Góry, która jest najwyższym punktem wzniesień Mo-reny Pożegowskiej. Uwzględniając najniższy punkt Parku, tj. poziom Warty koło Czapur (ok. 58 m n.p.m.), różnica wysokości wynosi 74 m. Jeśli zaś za najniższy punkt przyjmie się dno Jez. Góreckiego, wówczas deniwela-cja w WPN wzrasta do blisko 85 m (Choiński 1995).

Wody podziemne

Według podziału Polski na jednostki hydrogeologiczne, Wielkopolski Park Narodowy leży w całości w Regionie Wielkopolskim, w Rejonie Wielkopol-skiej Doliny Kopalnej, której bieg jest zgodny z przebiegiem Pradoliny War-szawsko-Berlińskiej. Główny poziom użytkowy w utworach czwartorzędo-wych występuje na głębokości od 20 do 60 m. Wydajności jednostkowe studzien wynoszą tu przeważnie od 10 do 30 m³·h⁻¹, przy czym we wschod-niej części obszaru – od 70 do 120 m³·h⁻¹, zaś w okolicy Rogalinka do po-nad 120 m³·h⁻¹. Miąższość utworów wodonośnych w całym profilu czwarto-rzędu przekracza 40 m. Poziom użytkowy w utworach neogenu (miocen) występuje na głębokościach od 80 do 130 m. Wydajności otworów wyno-szą od 10 do 30 m³·h⁻¹. Wodoprzewodność głównego, użytkowego pozio-mu wodonośnego jest bardzo zróżnicowana. Zawiera się bowiem w przedzia-le od 200 do 500 m²·d⁻¹ na większej części obszaru, do ponad 500 m²·d⁻¹ w okolicy Puszczykowa i w pasie Dębienko – Stare Dymaczewo. W strefie między Krosinkiem a Starym Dymaczewem wody wymagają skomplikowane-go, zaś na pozostałym obszarze prostego, uzdatniania (Choiński i in. 1985). WPN leży w obrębie jednolitej części wód podziemnych nr 62 (Dąbrowski i in. 2007).

Głębokość występowania pierwszego poziomu wodonośnego zależy głównie od budowy geologicznej i ukształtowania powierzchni. Na obszarze WPN układ hydroizobat jest współkształtny z rzeźbą terenu. Uwidacznia się to najwyraźniej na obrzeżach rynien i dolin rzecznych, które okolone są

WARTO ZOBACZYĆ

- **Zalewy Nadwarciańskie** – rezerwat naturalnych zbiorowisk roślinnych terenów zalewanych podczas wysokich stanów wód Warty. Charakteryzuje się wysoką bioróżnorodnością roślin wodno-błotnych, typową dla starorzeczy. Stanowi najbardziej wysunięty na północny wschód kraniec WPN.



▲ Obszar ochrony ścisłej „Zalewy Nadwarciańskie” z szuwarami trzciny pospolitej (*Phragmites australis* (Cav.) Trin. ex Steudel) (fot. A. E. Ławniczak)

hydroizobata 1 m. W kierunku wysoczyzn głębokość zwierciadła pierwszego poziomu wzrasta. Najpłycej (do 1 m) wody występują w dolinie Samicy Stęszewskiej, na południe od Starego Dymaczewa. Najgłębiej wody pierwszego poziomu występują w strefie pagórków moreny czołowej w okolicy Mosiny, Starego Dymaczewa i Szreniawy. Miąższość strefy aeracji dochodzi tam do 20 m. Na zachodniej krawędzi doliny Warty, między Puszczykowem i Luboniem występuje kilka stałych źródeł o wydajnościach poniżej $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Wody powierzchniowe

Park położony jest w zlewni Warty, w części charakteryzującej się dość słabo rozwiniętą siecią rzeczną. Odwadniają go: Kanał Mosiński z dopływem Samicy Stęszewskiej, Wirynka (Witynka) oraz Trzebawka, zwana też Stobnicą, a także mniejsze ciekły o niewielkich przepływach. Walorem Parku są starorzecza, w których występuje duża bioróżnorodność.

Na terenie WPN znajduje się 11 jezior, o zróżnicowanym poziomie troficznym. W większości są to jeziora rynnowe, o silnie wydłużonym kształcie (przeważnie wzdłuż linii biegnącej z północnego-zachodu na południowy-wschód). Akweny te położone są w trzech rynnach polodowcowych: Rosnowsko-Jarosławieckiej, Górecko-Budzyńskiej i Witobelsko-Dymaczewskiej. W Rynnie Rosnowsko-Jarosławieckiej znajdują się jeziora: Chomęcicko-Rosnowskie, Małe oraz Jarosławieckie.

Jez. Chomęcicko-Rosnowskie jest akwenem przepływowym, o powierzchni lustra wody wynoszącym 41,17 ha, z czego w granicach WPN znajduje się 30,97 ha. Wynika to ze znacznego rozczłonkowania jeziora na poszczególne baseny, zwane Jez. Chomęcickim, Jez. Rosnowskim Dużym

▼ Jez. Góreckie
w zimowej szacie
(fot. A. E. Ławniczak)



i Jez. Rosnowskim Małym. Akweny te są płytkie i mają niekorzystne dla cyrkulacji i jakości wody parametry morfometryczne. Średnia głębokość wynosi 4,2 m, maksymalna 11,2 m (www.wielkopolskipn.pl). W pobliżu miejscowości Wypalank nad Jez. Chomęcickim znajduje się kąpielisko oraz jedyne na terenie Parku pole biwakowe.

Jez. Małe jest zbiornikiem bezodpływowym o powierzchni niespełna 7,2 ha i maksymalnej głębokości 4,9 m. Dostęp do jeziora od północnej strony ograniczają tereny podmokłe, a od zachodniej stroma skarpa.

Jez. Jarosławieckie jest akwenem o głębokości maksymalnej 6,2 m, głębokości średniej 3,6 m i powierzchni 12,7 ha (Choiński 2006). Jest ono jeziorem tachymiktycznym o długotrwałym mieszaniu wód i bardzo krótkim oraz niepełnym okresie stratyfikacji (Pełechaty, Pełechata 2004). Reprezentuje typ pośredni pomiędzy jeziorem płytkowodnym, polimiktycznym a jeziorem w pełni stratyfikowanym, dimiktycznym. Jest też zbiornikiem bezodpływowym o długości linii brzegowej wynoszącej 2,24 km (Szyper i in. 2001). Akwen jest podzielony na dwa płosa, rozdzielone pasem roślinności. Większy i płytszy basen północno-zachodni jest intensywnie użytkowany przez wędkarzy (Siekpak 2001). Drugi basen jest udostępniony do kąpieli. Jezioro jest w fazie intensywnego zarastania. Zlewnia bezpośrednia jeziora (953 ha) pokryta jest w 58,7% lasem, a udział użytków rolnych wynosi ok. 40,7% (Pełechaty 2006).

Jez. Skrzynka jest najmniejsze w Parku. Jest to akwen dystroficzny, zarastający płem mszarnym, które od strony okrajka pokrywa roślinność szuwarowa. Charakteryzuje się ono bardzo szybkim tempem zarastania. Powierzchnia jeziora wynosi 6,9 ha, a powierzchnia lustra wody zaledwie 1,7 ha. Akwen objęty jest ochroną ścisłą. Głębokość maksymalna jeziora wynosi 2,9 m, zaś średnia 1,7 m (Anders i in. 1999; www.wielkopolskipn.pl).

WARTO ZOBACZYĆ

● **Rezerwat „Bagno Dębienko”** – zbiornik szuwaru trzcinowego zasilanego przez Trzebawkę. Zajmuje powierzchnię 21,23 ha. Rezerwat ten jest miejscem lęgowym ptactwa wodno-błotnego, w szczególności: błotniaka stawowego, potrzosa, trzcinika, trzciniczka, łyski, krzyżówki.

▼ Trzcinowisko brzegowe Jez. Góreckiego; na drugim planie Wyspa Zamkowa (fot. A. Choiński)



▶ Powalone pnie w strefie przybrzeżnej Jez. Góreckiego (fot. A. E. Ławniczak)

▼ Jez. Kociątek o kolistym kształcie masy jeziornej (fot. A. E. Ławniczak)



▼ Zbiorowiska szuwarowe w strefie litoralnej Jez. Góreckiego (fot. A. Łąkowska)





◀ Ruiny zamku Klaudyny Potockiej na Wyspie Zamkowej na Jez. Góreckim
(fot. A. E. Ławniczak)

◀ Widok na Jez. Góreckie w okresie letnim
(fot. A. E. Ławniczak)

▼ Widok na Jez. Góreckie zimą
(fot. A. Choiński)



Najpiękniejszym pod względem krajobrazowym i trzecim co do wielkości jeziorem na terenie WPN jest Jez. Góreckie. Jego powierzchnia wynosi 101,95 ha, przy głębokościach średniej i maksymalnej równych odpowiednio: 8,9 i 16,8 m. Amplituda rocznych wahań stanu wody w jeziorze wynosi ok. 0,4 m. Jest to jezioro rynnowe, którego misa ma kształt litery „L”. W północnej części rynna ma przebieg równoleżnikowy, w południowej – południkowy. Układ ten pozwala wyodrębnić dwie wyraźne części jeziora: południową o głębokości maksymalnej 16,8 m i północno-zachodnią, płytszą, o głębokości 9 m. Linia brzegowa akwenu jest słabo rozwinięta. Jezioro zaliczane jest do II kategorii podatności na degradację (Szyper i in. 2001). Jego zlewnia bezpośrednia ma też korzystne cechy morfologiczno-fizjograficzne, które ograniczają dopływ zanieczyszczeń do jego misy. Jednocześnie otoczenie zbiornika stokami moreny czołowej, wznoszącymi się na 15–20 m ponad zwierciadło wody akwenu, sprzyja dopływowi materii organicznej (Szyper, Gołdyn 2002). Jez. Góreckie jest zbiornikiem bezodpływowym, chociaż w jego zachodniej części istnieją ślady rowu odwadniającego je wcześniej w kierunku Trzebawki. Na jeziorze położone są dwie wyspy: Zamkowa i Kopczyko, o łącznej powierzchni 2,1 ha. Wyspa Zamkowa jest pagórkem morenowym i porasta ją las grabowy z udziałem okazałych dębów o obwodzie do 5,8 m. Na wyspie znajdują się ruiny małego zamku, wybudowanego w latach 1824–1825 przez Tytusa Działyńskiego dla swej siostry Klaudyny Potockiej. Wyspa Kopczyko jest natomiast ostoją ptactwa. W toni jeziora licznie występują: szczupak, okoń, lin, sandacz, miętus, karaś, płoć i węgorz. Rynna Jez. Góreckiego stanowi obszar ochrony ścisłej (Kolendrowicz i in. 2008).

Ścisłą ochroną objęte jest także Jez. Kociołek, o kolistym kształcie misy jeziornej. Stosunkowa duża głębokość akwenu, przy małej powierzchni i leśnym typie zlewni, stwarza warunki do meromiksji, czyli częściowego mieszania się wody w ciągu roku. W lasach zlewni jeziora występują wiąz górskie z domieszką dwustuletnich sosen i dębów. Na wschodnim brzegu rosną pomnikowe klony i dąb. Widoczne są także intensywne ślady działalności bobrów.

Jez. Budzyńskie jest niewielkim akwenem o powierzchni 13,5 ha i głębokości średniej i maksymalnej wynoszących odpowiednio: 1,6 m i 3,5 m (www.wielkopolskipn.pl). W wyniku procesu zarastania wykształciły się tutaj dwa plosa: w części południowej o głębokości maksymalnej 3,5 m, zaś w części północno-zachodniej o głębokości maksymalnej 1,4 m. Akwen ten charakteryzuje się intensywnym procesem zarastania.

Wody Jez. Witobelskiego zasilane są Samicą Stęszewską. Zlewnia jeziora jest typowo rolnicza, z dużym udziałem upraw zbożowych. Zbocza jeziora od strony południowej i północnej są dość strome i przez to zwiększają spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy z gruntów ornych do

WARTO ZOBACZYĆ

- **Rezerwat „Jezioro Kociołek”** – misę jeziora stanowi kocioł eworsyjny utworzony prawdopodobnie przez wody podlodowcowe. Jezioro jest szczelnie okolone lasem i przy niewielkiej powierzchni (4,2 ha) posiada znaczną głębokość (7,4 m). W efekcie, spadki jego dna są duże, co jest charakterystyczne dla tego rodzaju mis.



▲ Słabo wykształcona strefa litoralna Jez. Kociołek (fot. A. E. Ławniczak)

jeziora. W jego zlewni bezpośredniej położone są miejscowości Witobel i Łódź. Na północnej stronie jeziora znajdują się pagórki sandrowe Ozu Bukowsko-Mosińskiego. Akwen ten jest silnie zdegradowany.

Największym zbiornikiem wodnym na terenie WPN jest Jez. Łódzko-Dymaczewskie, położone w Rynnie Witobelsko-Dymaczewskiej. Zajmuje ono powierzchnię 127 ha, ma głębokość średnią 5,7 m i maksymalną 12,7 m (www.wielkopolskipn.pl). Jest to jezioro przepływowe, silnie wydłużone, z północnego-zachodu na południowy-wschód. Zasila je Samica Stęszewska, a od północy również Stobnica, zwana też Trzebawką. Dno jeziora jest wyrównane, z jednym głęboczkiem w centralnej części zbiornika. W północno-zachodniej części zbiornika, część akwenu na „zakręcie” rynny tworzy tzw. Jez. Łódzkie. Na południowym brzegu jeziora położone są wsie Stare Dymaczewo i Nowe Dymaczewo, na północnym – miejscowość Łódź, a na zachodnim – kąpieliska i dwa ośrodki wypoczynkowe. W zlewni jeziora znaczny udział mają grunty orne. Leżą one w jego bezpośrednim sąsiedztwie i wraz z łąkami zajmują blisko 89% jej powierzchni. Wzdłuż wschodniego i środkowo-zachodniego brzegu jeziora występują lasy, które zajmują ok. 10% obszaru zlewni. Pozostałą powierzchnię zajmują tereny zabudowane. Fragment starodrzewu sosnowego na półwyspie, po wschodniej stronie jeziora, objęto ochroną ścisłą. Obszar ten nazwano Czaplinc, ze względu na występującą tu czaplę siwą. Obecnie ptaki te przeniosły swą kolonię poza Park, a jezioro jest tylko miejscem ich żerowania.

Najdalej wysunięte na zachód są jeziora Wielkowiejskie i Trzcielińskie. Powierzchnia Jez. Wielkowiejskiego wynosi 15,4 ha, a głębokości średnia i maksymalna 1,7 m i niespełna 4,5 m. Północne brzegi jeziora są dość strome, a południowe – zabagnione. Jez. Trzcielińskie jest akwensem silnie zarastającym i zostało objęte ochroną ścisłą (rezerwat „Trzcielińskie Bagno”). Powszechnie występują tu trzcinowiska, a obszar stanowi miejsce lęgowe ptactwa wodno-błotnego i występowania licznych gatunków roślin chronionych. W ogólności torfowiska i bagna na terenie WPN występują zwykle na obszarach bezodpływowych i zajmują ok. 100 ha.

Wykorzystanie wód

Na terenie Wielkopolskiego Parku Narodowego do turystycznego użytkowania udostępnione są trzy akwenu. Są to jeziora: Witobelskie, Łódzko-Dymaczewskie i Jarosławieckie. Jeziora Łódzko-Dymaczewskie i Witobelskie poddane są silnej presji turystycznej, nie tylko ze strony kąpiących się, lecz również wędkarzy. Jedynie wschodni brzeg Jez. Łódzko-Dymaczewskiego porośnięty jest lasem, co ogranicza jego rekreacyjne wykorzystanie. W miejscowości Łódź, koło Stęszewa, znajduje się stacja wędkarska, udostępniająca łodzie

WARTO ZOBACZYĆ

● **Rezerwat „Jezioro Budzyńskie”** – obejmuje obszar jeziora i otaczających go łąk i lasów o łącznej powierzchni 20,9 ha. Jez. Budzyńskie jest wyjątkowo podatne na szybkie zarastanie szuwarami i trzcinami. Widoczna jest też ekspansja olszy. W ciągu kilkudziesięciu lat powierzchnia akwenu zmalała o ok. 30%. Taflę jeziora upiększają grążel żółty (*Nuphar lutea*) i grzybień biały (*Nymphaea alba* L.). Występują tu również osoka aleosowata (*Stratiotes aloides* L.), ramienice (*Characeae*) i rdestnice (*Potamogeton* L.). Dogodne warunki bytowania znalazły tu liczne gatunki ptactwa wodnego.



▲ Jez. Budzyńskie
(fot. A. E. Ławniczak)

i miejsca noclegowe z parkingiem. Najcenniejszymi gatunkami ryb w jeziorze są: sandacz, szczupak, okoń, leszcz, sum i płoć. Skład gatunkowy rybostanu w Jez. Witobelskim jest podobny. Do wędkarskiego użytkowania udostępnione jest również Jez. Chomęcicko-Rosnowskie, zasobne w leszcza, okonia, płoć, szczupaki i sumy oraz Jez. Wielkowiejskie. Nad tym pierwszym urządzono jedyne w Parku pole biwakowe „Wypalanki” wraz z parkingiem. Amatorskie wędkowanie na jeziorach jest dopuszczalne z brzegu i z łodzi. Do celów sportowych udostępnione jest natomiast Jez. Łódzko-Dymaczewskie. Możliwe jest na nim żeglowanie, ale wyłącznie w celach rekreacyjnych, w formie zorganizowanej i na podstawie zezwoleń wydanych przez dyrektora WPN. W Parku możliwe jest także rozpalenie ognisk w czterech wyznaczonych punktach. W pobliżu jezior jedynie na polu biwakowym znajduje się ogólnodostępne miejsce na ognisko. Wzdłuż linii brzegowej jezior wiodą liczne szlaki dla turystyki pieszej, rowerowej i konnej.

Jakość wód

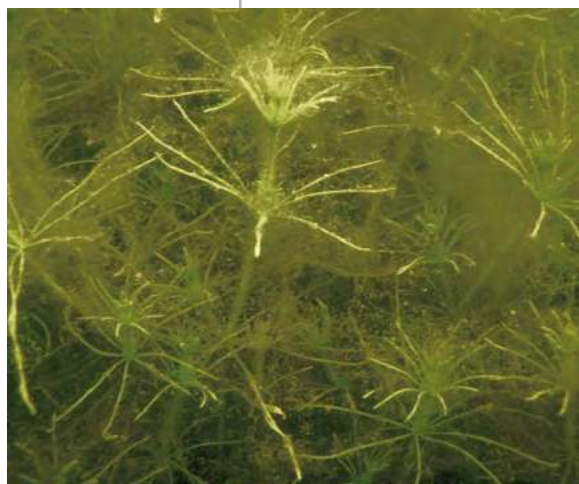
Ze względu na stan troficzny, jeziora Wielkopolskiego Parku Narodowego można podzielić na trzy zasadnicze grupy: zbiorniki z dużym, średnim oraz niewielkim udziałem taksonów eutroficznych (Kuczynska-Kippen, Cerbin 1998). Przeważają tu jednak jeziora zeutrofizowane.

Jez. Góreckie, mimo objęcia go ochroną ścisłą i wyeliminowania w latach 90. XX w. dopływu ścieków z Ośrodka Muzealno-Dydaktycznego w Jeziorach, charakteryzuje się wysokim stopniem wewnętrznego zasilania fosforem (Sobczyński, Joniak 2009). Od wiosny do jesieni obserwuje się intensywne zakwity glonów, ograniczające przezroczystość wody do 1,5 m. Już od

WARTO ZOBACZYĆ

- **Osowa Góra** – najwyższe wzniesienie Moreny Pożegowskiej (132 m n.p.m.), a zarazem WPN. Na wierzchołku znajduje się kilka kolistych zbiorników z betonu, stanowiących rezerwuuar wody pitnej dla Poznania. Na stokach wypływa kilka źródeł. Najbardziej znane zwane Studnią Napoleona jest ujęte.

- ▼ 1. Okresowe mokradła znajdujące się pod wpływem wód zalewowych Warty (fot. A. E. Ławniczak)
2. Zbiorowiska ramienic w Jez. Wielkowiejskim (fot. A. E. Ławniczak)





3 m głębokości, w okresie letnim występują niedobory tlenu (Sobczyński, Joniak 2009). W warstwie naddennej stwierdza się również wysokie stężenie fosforanów i dużą przewodność elektrolityczną właściwą (Raport..., 2006). Ze względu na złą jakość wód, od grudnia 2009 r. na jeziorze pracuje aerator pulweryzacyjny z napędem wiatrowym.

Jez. Jarosławieckie – mimo długoletniej antropopresji – charakteryzuje się stabilnym stanem pośrednim między umiarkowaną i zaawansowaną eutrofią (Pełechaty i in. 2002; Pełechaty, Pełechata 2004). Średni ładunek biogenów wnoszony do jeziora wynosi $89,7 \text{ gN m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ i $3,7 \text{ gP m}^{-2} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Szyper i in. 2001). Przewodność elektrolityczna właściwa wód kształtuje się na poziomie $820 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (Pełechaty 2006).

Intensywne zakwity glonów i niska przezroczystość wody (od od 0,2 m latem do 1,0 m wiosną) wskazują również na wysoki stopień zeutrofizowania wód Jez. Witobelskiego (Raport..., 2006). Znaczny ładunek biogenów z rolniczego obszaru zlewni wnosi do niego Samica Stęszewska. Przy wysokiej podatności jeziora na degradację (III kategoria) i występowaniu spływów powierzchniowych z gruntów rolnych położonych wokół jeziora, obserwuje się stałe podwyższenie stężenia azotanów w jego wodach w okresie wiosennym oraz wysoką koncentrację fosforu w wodzie warstwy naddennej (Pełechaty 2006).

Jez. Łódzko-Dymaczewskie – podobnie jak wiele innych jezior w Parku – jest także zbiornikiem silnie zanieczyszczonym (Raport..., 2006). Wysoka podatność sprzyja degradacji akwenu. Widzialność krążka Secchiego

▲ Trzciniowisko przybrzeżne Jez. Góreckiego (fot. A. Łąkowska)

wynosi ok. 0,7 m. Latem przezroczystość wody maleje nawet do niespełna 0,2 m. Wysokie stężenia azotu ogólnego oraz mineralnych form azotu pojawiają się szczególnie wiosną. Skład gatunkowy makrofitów i ryb wskazuje na wysoki stopień zeutrofizowania wód.

Zagrożenia wód

Położenie Wielkopolskiego Parku Narodowego w pobliżu aglomeracji miejskiej Poznania stwarza zagrożenie, polegające na zbyt intensywnym jego eksploataowaniu. Długotrwała antropopresja wynikająca z nieuporządkowanej gospodarki ściekowej, a także turystyczne użytkowanie jezior, przyczyniły się do znacznej degradacji akwenów. Nasilającym się problemem jest również natężenie ruchu drogowego na obszarze Parku. Pociąga to za sobą coraz większą eutrofizację wód i intensyfikację procesu zarastania jezior. W zlewniach bezpośrednich jezior obserwuje się nasilenie działalności bobrów, co przyczyniać się może do wzrostu wymywania biogenów z odsłoniętych powierzchni.

Zlewnie wielu jezior mają charakter rolniczy, co sprzyja zasilaniu ich wód związkami biogennymi. Górna część Rynny Witobelsko-Dymaczewskiej (Jez. Niepruszewskie) jest obszarem narażonym na dostawy azotu pochodzenia rolniczego, ze względu na jego wysokie stężenie w lokalnych wodach powierzchniowych (Ławniczak i in. 2008). Mimo podjętych działań ograniczających dopływ zanieczyszczeń do jezior i Samicy Stęszewskiej, stopień zeutrofizowania wód jezior Witobelskiego i Łódzko-Dymaczewskiego jest nadal duży (Kupiec i in. 2008; Ławniczak i in. 2008, 2009, 2010a, b).

Największym zagrożeniem dla wód jest nadal nieuporządkowana gospodarka ściekowa w zlewniach rzek, przepływających przez Park. Choć na jego obszarze gospodarkę ściekową właściwie uporządkowano, to jednak nadal spływ zanieczyszczeń m.in. z przydomowych oczyszczalni ścieków, zlokalizowanych często w zlewni bezpośredniej jezior (np. Jez. Tomickiego), odbywa się do rzek (Ławniczak i in. 2010a). Liczne są również nielegalne zrzuty ścieków. Potencjalnymi ogniskami ścieków są m.in. domki letniskowe, zlokalizowane nad jeziorami Łódzko-Dymaczewskim i Witobelskim (Raport..., 2006).

WARTO ZOBACZYĆ

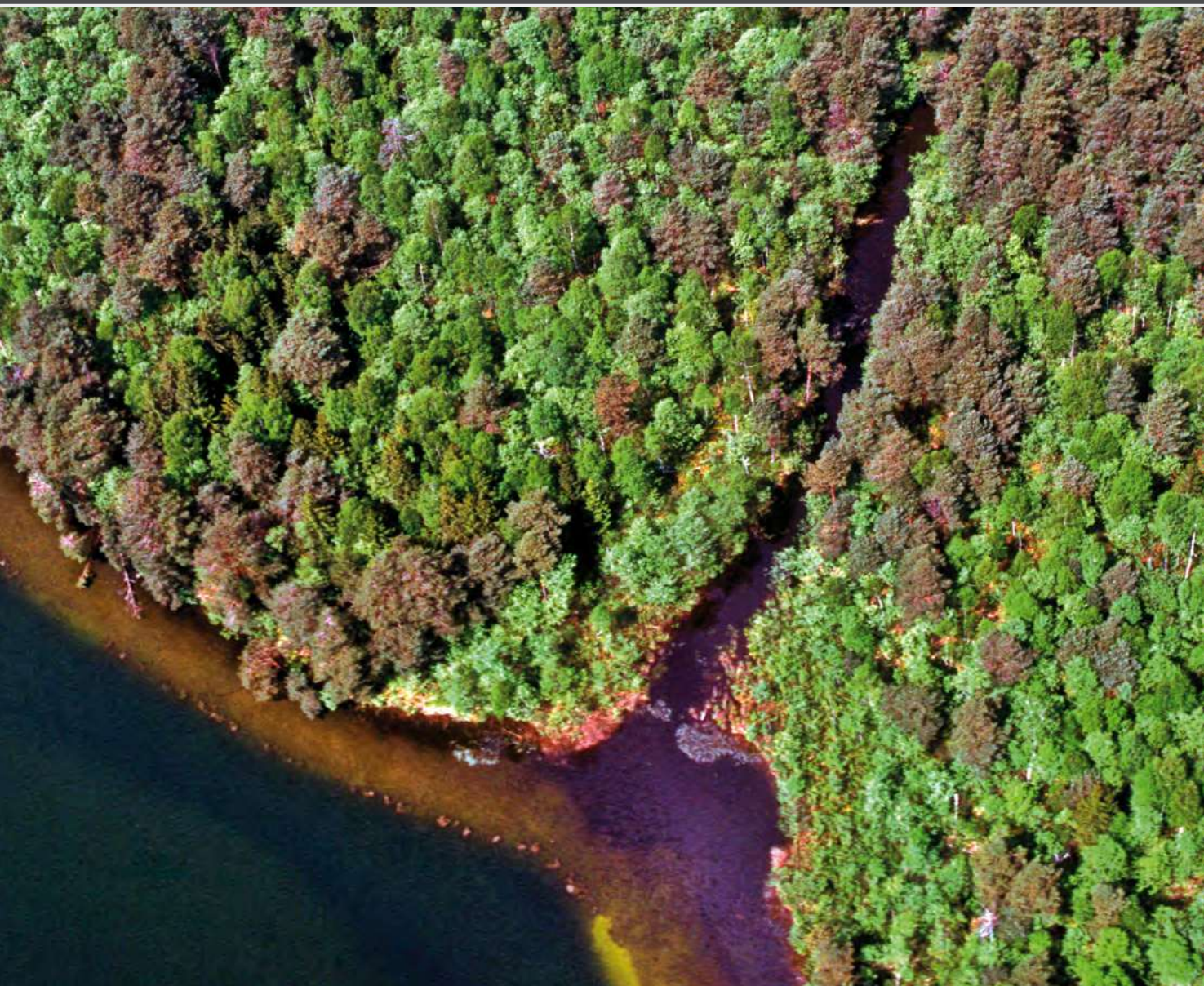
- **Rezerwat „Pojniki”** – stanowi fragment zalesionej rynny polodowcowej o wysokich (do 28 m) i stromych zboczach. Na jej dnie znajdują się zagłębienia okresowo wypełnione wodą. Największy ze zbiorników ma długość 240 m i szerokość 40 m. Regulacja Warty spowodowała tu w 1870 r. zanik wody. Na dnie wyrósł las olszowy, ale gdy po ok. 40 latach pojawiła się znowu woda, las został zniszczony w wyniku długotrwałego zatopienia korzeni drzew. W 1953 r. jezioro ponownie zanikło i na jego dnie utworzyła się łąka, zaś w roku 1965 woda ponownie wypełniła obniżenie, tworząc akwen o powierzchni niespełna 1 ha.

► Pnie powalone przez bobry (fot. A. E. Ławniczak)





Wody w parkach narodowych Polski
WIGIERSKI PARK NARODOWY



Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Dłużanka (Bystra) na odcinku pomiędzy jeziorami Okrągłe i Wigry
(fot. L. Krzysztofiak)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl
Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Wigierski Park Narodowy

Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska, Andrzej Górniak



www.wigry.win.pl

Położenie

Wigierski Park Narodowy (WgPN) położony jest w polskiej części makroregionu Pojezierze Litewskie i obejmuje fragmenty jego dwóch mezoregionów (Kondracki 2001). Północna część WgPN leży na Pojezierzu Wschodniosuwalskim, a południowa na Równinie Augustowskiej (Richling 1985). Administracyjnie znajduje się w północnej części województwa podlaskiego. Park znajduje się w środkowej części dorzecza Czarnej Hańczy, będącej dopływem Niemna. Prawie 81% jego powierzchni należy do zlewni Jez. Wigry (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Ochroną ścisłą objęte jest 623 ha, tj. 4% powierzchni Parku. Obszar WgPN cechuje gęsta sieć komunikacyjna. Park przecinają m.in. dwie drogi krajowe E67 oraz E16, a także drogi wojewódzkie nr 653 i 664.

Prawie 63% powierzchni WgPN pokrywają lasy należące do geobotanicznego Działu Północnego. Najczęściej spotykanym w Parku typem siedliskowym lasu jest las mieszany świeży. Gatunkami tworzącymi górne piętro drzewostanu są sosna (wprowadzona sztucznie) oraz świerk, przy współudziale dębu lub brzozy. Domieszkę stanowią osika, lipa, grab i wiąz. W niższym piętrze rośnie przeważnie dąb z domieszką świerka. Warstwę podrostu tworzą głównie dąb i świerk, a także brzoza, lipa i klon. Warstwę podszyciu stanowią przede wszystkim leszczyna pospolita, trzmielina brodawkowata i europejska, wiciokrzew i porzeczek alpejska. Bór mieszany świeży, zajmujący 28% powierzchni leśnej Parku, występuje większymi płatami w jego części południowej. Główne piętro drzewostanu tworzy sosna z udziałem świerka, a w domieszce występują dąb i brzoza; podszycie budują jarząb,



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 1 stycznia 1989 r.

Powierzchnia parku: 149,88 km²

Gęstość sieci rzecznej: 0,26 km · km⁻²

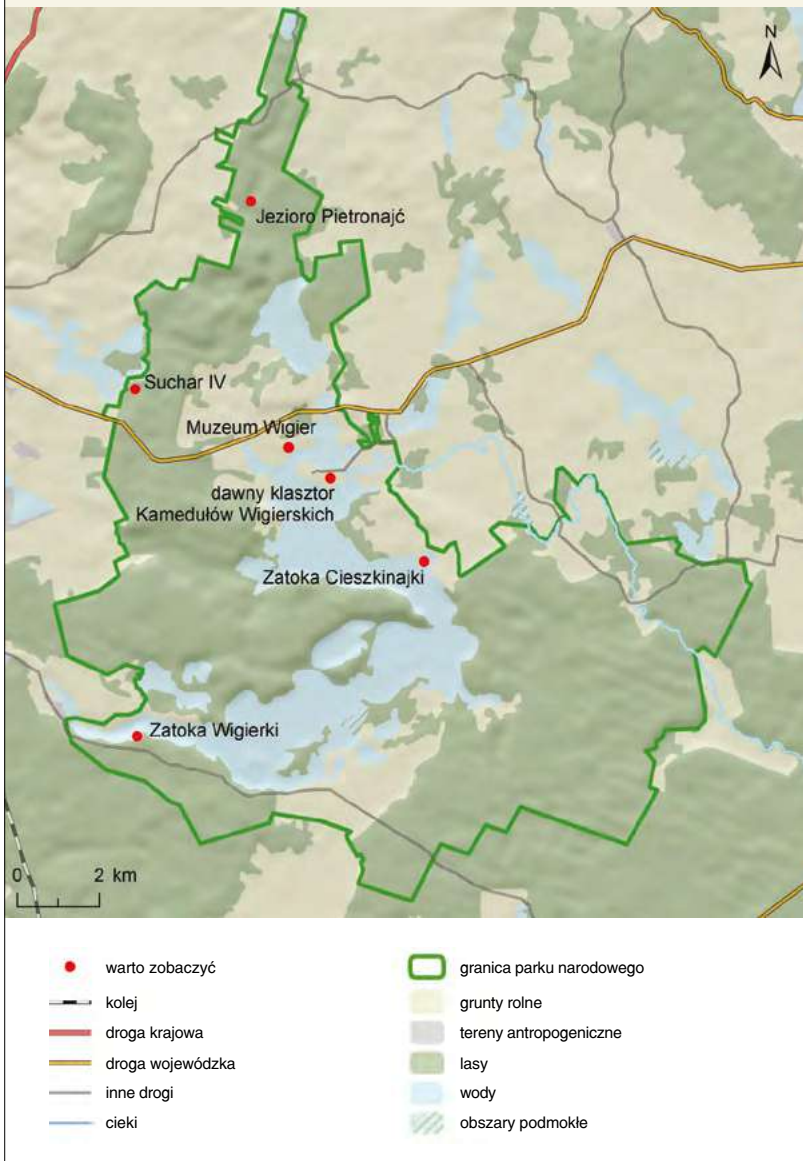
Gęstość źródeł: brak danych

Liczba jezior: 42

Liczba oczyszczalni ścieków: 0

Wigierski Park Narodowy

miejsca, które warto zobaczyć



jałowiec pospolity, malina właściwa. Aż 97% powierzchni Parku podlega ochronie czynnej, a tylko 283 ha lasów – ochronie ścisłej. Prawie 20% obszaru Parku zajmują ekosystemy wodne: jeziora, cieki i torfowiska. Wśród nich najcenniejszym jest Jez. Wigry. Jego niezliczone akweny i wyspy oraz urozmaicona linia brzegowa stanowią prawdziwą ozdobę augustowskiej krainy.

Budowa geologiczna i rzeźba

Obszar Wigierskiego Parku Narodowego jest położony w obrębie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, w granicznej strefie dwóch jednostek strukturalnych niższego rzędu: obniżenia perybałtyckiego i wyniesienia mazursko-białoruskiego, w którym spotykają się trzy jednostki litologiczno-strukturalne prekambru: kompleks mazurski, masyw mazowiecki oraz kompleks podlaski (Ber 1999). W obrębie wyniesienia mazursko-białoruskiego jest silnie zaznaczona tektonika blokowa.

Podłoże krystaliczne zbudowane z granitognejsów, gnejsów, migmatytów, diorytów i lamprofirów, zalega na głębokości od 530 do 800 m (Ber, Ryka 1998; Znosko 1993). Jest ono przykryte skałami osadowymi różnego wieku, głównie pochodzenia morskiego.

Bezpośrednie podłoże osadów czwartorzędowych stanowią skały górnej kredy oraz środkowego i dolnego trzeciorzędu. Składają się na nie piaskowce glaukonitowe, wapienie piaszczyste, margle oraz gezy i kreda piszcząca mastrychtu. Osady kredy nie mają w wielu miejscach pełnego profilu stratygraficznego, a ich miąższość sięga od 160 do 230 m. Utwory trzeciorzędowe są reprezentowane przez margle, opoki i gezy glaukonitowe.

Na obszarze WgPN podłoże podczwartorzędowe występuje na głębokości od 30 do 10 m p.p.m. (Smolska, Szulc-Rojan 2001). W rejonie Wiger znajduje się obniżenie, którego dno leży na głębokości 20–25 m p.p.m. Na południe od niego rozciąga się natomiast płaska powierzchnia podłoża Równiny Augustowskiej (ok. 25 m p.p.m.)

Na zdenudowaną powierzchnię osadów trzeciorzędowych nasunęły się w plejstocenie kolejno lądolody ośmiu zlodowaceń: narwi, nidy, sanu 1, sanu 2, liwca, odry, warty i wisty. Pozostawiły one osady glacialne, glacyfluwialne i zastoiskowe. Nasunięcia lądolodów przedziały ciepłe okresy interglacjałów: augustowskiego, małopolskiego, mazowieckiego, prawdopodobnie zbójnowskiego i lubelskiego, zaznaczone w profilu osadów plejstocenijskich mineralnymi i organicznymi osadami jeziornymi (Ber 1989). Osadów interglacjału eemskiego na obszarze Parku nie znaleziono.

Miąższość i liczba serii glacialnych wzrastają lub maleją w zależności od ukształtowania podłoża podczwartorzędowego. Z obniżeniami tego podłoża są związane wielkie, kopalne i współczesne niecki jeziorne. Dowody geologiczne na istnienie pierwszych jezior na tym terenie można znaleźć w limnicznych osadach interglacjału augustowskiego (ok. 800 tys. lat temu) ze szczątkami małżoraczków, małży i ryb (wzdreği, płoci). Miąższość osadów czwartorzędowych na obszarze WgPN wynosi od 150 do 190 m i zwiększa się ku zachodowi i północnemu zachodowi (Ber 1989, 2000; Krzywicki, Lisicki 1993).

Współczesną rzeźbę WgPN ostatecznie ukształtowało zlodowacenie wisty. Zaznaczyło się ono tylko jednym poziomem gliny zwałowej, zaliczo-

WARTO ZOBACZYĆ

- **Suchar IV** – jedno z wielu małych, śródlądowych, bezodpływowych jezior dystroficznych, których misy powstały 10–12 tys. lat temu. Woda zawiera duże ilości kwasów humusowych powstających z rozkładu igieł, liści, ściółki, spłukiwanych do nich z otaczających lasów. Substancje te nadają wodzie specyficzne brunatne zabarwienie, zmniejszają jej przejrzystość i powodują zakwaszenie. Mają one także zdolność wiązania substancji pokarmowych (wapnia, fosforu, magnezu).



▲ Suchar IV
(fot. L. Krzysztofak)



nym przez A. Bera (1989) do stadiału leszczyńsko-pomorskiego. Czoło tego lądolodu posiadało liczne, rozległe loby. Maksymalny zasięg fazy pomorskiej zlodowacenia wisły pokrył cały obszar obecnego Parku i sięgał na południe od Wigier aż do doliny Biebrzy. Recesja tego lądolodu przebiegała w procesie deglacjacji strefowej, zaznaczając się powstaniem trzech stref marginalnych: leszczyńskiej, wigierskiej i pomorskiej. Nasunięcie lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia wisły poprzedziła akumulacja piasków, żwirów i głazików wodnolodowcowych, które wypełniły obniżenia powierzchni, tworząc warstwy piaszczysto-żwirowe sandru suwalsko-augustowskiego. Miąższość tych osadów waha się od 2,6 do ok. 10 m.

Ogromne bryły i płyty lodu przysypane grubą warstwą osadów wodnolodowcowych wytapiały się bardzo wolno. W miejscu występowania zagrzebanych brył lodowych pojawiały się początkowo płaskie obniżenia, w których rozwijała się roślinność torfowiskowa. Dopiero znaczne ocieplenie klimatu, które nastąpiło ok. 12 tysięcy lat temu, przyspieszyło wytapianie pogrzebanych lodów aż do ostatecznego ich zaniku. W tym okresie powstała większość jezior w WgPN.

W holocenie rozległe zagłębienia wytopiskowe oraz doliny rzeczne uległy zatorfieniu. Ostatecznie ukształtowała się też sieć dolinno-rzeczna oraz nastąpiła intensyfikacja zjawisk, związanych z tworzeniem się zbiorników wodnych. Uważa się, że większość jezior suwalskich zaczęła właśnie wte-

▲ Ujście Czarnej Hańcy do Jez. Wigry
(fot. L. Krzysztofiak)

dy powstawać w wyniku procesów termokrasowych. Wytapianie brył martwego lodu, które wypełniały różnej genezy zagłębienia terenowe, a przykryte były warstwą osadów glacialuwalnych, przebiegało z różnym nasileniem i trwało jeszcze długo po ostatecznym zaniku pokrywy lodowej, aż do końca okresu borealnego (Więckowski 1988). Ocieplenie klimatu i związane z nim ustępowanie wieloletniej zmarzliny, spowodowało obniżenie zwierciadła wód podziemnych, utrzymywanego dotychczas przez zmarzlinę. Ówczesne pra-Wigry, w długim procesie wypełniania się osadami dennymi i zarastaniem stref brzegowych i płyczn, przekształcały się stopniowo w grupę 14 jezior o bardzo zróżnicowanej wielkości.

Położenie WgPN na obszarze młodoglacjalnym sprawia, że występują tu charakterystyczne dla tego typu krajobrazu utwory powierzchniowe. Są to przede wszystkim skały osadowe ostatniego zlodowacenia. Należą do nich: piaski, żwiry, gliny zwałowe, głazy, utwory glacialuwalne. Wśród utworów powierzchniowych występujących na obszarze WgPN, dominują osady piaszczyste (o współczynniku infiltracji efektywnej od 20 do 25%), zajmujące 38% jego powierzchni i osady gliniaste (współczynnik infiltracji efektywnej od 15 do 20%), zajmujące około 42% powierzchni. Znaczący obszar Parku zajmują też torfy (ok. 15% powierzchni), w obrębie których warunki infiltracji wód są złe lub średnie. W dolinach rzecznych i nieckach jeziornych występują powstałe już w holocenie pokłady kredy jeziornej i gytii. Akumulacja osadów organicznych powoduje zmiany hydrograficzne, polegające na stopniowym oddzielaniu się od Wigier i innych jezior Parku osobnych akwenów.

WgPN charakteryzuje się typową rzeźbą młodoglacjalną, którą tworzą formy glacialne i glacialuwalne. Na północ od Jez. Wigry, obszar Parku ma krajobraz pojezierny, pagórkowaty, a w budowie geologicznej przeważają gliny zwałowe, głazy, piaski i żwiry. Południowa i zachodnia część Parku ma krajobraz pojezierny, sandrowy, z dominacją piasków i żwirów wodno-lodowcowych.

W rzeźbie WgPN zaznaczają się wyraźnie dwie doliny. W północnej części Parku znajduje się długa i szeroka (od 50 do ponad 750 m) dolina Wiatrołuzy. Ma ona charakter rynny wciętej w wysoczyznę morenową na głębokość ok. 20 m. Podobne formy występują również w części południowo-wschodniej. Mają one przeważnie płaskie dna i są wcięte na głębokość 10–15 m. W części zachodniej Parku występuje rozległa i biegnąca równoleżnikowo dolina Czarnej Hańczy. Jest tu również kilka dolin o długości mniejszej niż 1 km. Ich zbocza są strome, a dna wąskie (do 50 m, lokalnie do 100 m). Rozcinają one poziomy wysoczyznowe albo towarzyszą większym dolinom.

Krajobraz Parku urozmaicają małe bezodpływowe zagłębienia. Są to albo zagłębienia syngenetyczne – utworzone podczas zlodowacenia, albo

WARTO ZOBACZYĆ

● Dawny klasztor Kamedułów Wigierskich

– znajduje się we wsi Wigry, na Półwyspie Klasztornym. Stoi on na wzgórzu usypanym przez Kamedułów Wigierskich w końcu XVII w. Zgodnie ze ślubami w 1667 r., król Jan Kazimierz nadał ówczesną wyspę na Wigrach wraz z zabudowaniami oraz okolicznymi jeziorami i znacznym obszarem Puszczy Augustowskiej zakonowi kontemplacyjnemu Kamedułów. Na zachodnim krańcu znajduje się sad i ogród botaniczny, a w części południowej zwierzyniec. W zabudowaniach poklasztornych można zwiedzać pokoje papieskie, w których w 1999 r. odpoczywał Papież Jan Paweł II podczas swej pielgrzymki po Polsce.



▲ Dawny klasztor Kamedułów Wigierskich (fot. L. Krzysztofiak)

zagłębienia postglacjalne – powstałe po ustąpieniu lądolodu. Jeziora występujące w zagłębieniach syngenetycznych mają genezę basenowo-rynnową o założeniach neotektonicznych (Wigry) i basenowo-eworsyjną (np. Pierty, Białe Pierciańskie, Omulówek; Ber 2009). Zagłębienia postglacjalne zajmują tzw. oczka (np. Gałęziste, Białe Wigierskie, Królówek) albo suchary lub jeziora ałasowe. Ciekawym jeziorem o niejasnej genezie jest Jez. Pietronajęc. Na temat jego genezy istnieją dwie hipotezy. Jedna z nich zakłada, że stanowi ono pozostałość po plejstoceńskim pingo, zaś druga – że jest to krater meteorytu kamiennego. Za tą ostatnią tezę przemawia obecność młodych torfów (datowanych na 6410 BP) w osadach dennych jeziora. Jezioro to leży w północnej części Parku, w strefie obniżen utworzonych przez odpływ wód subglacjalnych, leżącej pomiędzy doliną Wiatrołuży i doliną Maniówki. Jest to jezioro dystroficzne (suchar) otoczone subborealnym, iglastym borem mieszanym. Misę jeziora otacza piaszczysty, półkolisty wał, który wznosi się na wysokość od 10 do 19 m nad poziom wody i ma od 80 do 105 m szerokości. Zwierciadło wody w jeziorze leży 2 m wyżej niż poziom wody w korycie płynącej w pobliżu Wiatrołuży.

Charakterystyczną formą rzeźby na terenie WgPN są też płaskie poziomy przyjeziorne. Występują one na południe od Jez. Wigry oraz na wschód i południowy wschód od Jez. Pierty.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Zatoka Cieszkinajki** – zatoka w obrębie Jez. Wigry, w północno-wschodniej części Płosa Szyja. Ma ona powierzchnię ok. 10 ha i głębokość ok. 15 metrów. Dno zatoki niemal w 100% pokrywają łąki ramienicowe. Od strony lądu wkraczają zaś zarosła wierzbowo-łęgowe. Zatoka Cieszkinajki stanowi przykład dokumentujący proces oddzielania się od Wigier akwenów, stanowiących obecnie tzw. grupę wigierską. Całkowite za-

▼ Zatoka Cieszkinajki
(fot. L. Krzysztofiak)



Wody podziemne

Wigierski Park Narodowy leży w hydrogeologicznym Regionie Narwi, Pregoty i Niemna (Region Dolnej Wisły), w obrębie dwóch jednolitych części wód podziemnych: nr 34 (południowo-zachodnia część Parku) oraz nr 23 (północno-wschodnia część Parku), z których pierwsza cechuje się występowaniem w utworach czwartorzędowych jednego lub dwóch poziomów wodonośnych (porowych), niebędących w łączności hydraulicznej z poziomem paleogeńskim (także porowym). Pojedynczy poziom paleogeński występuje tu na całym obszarze bez kontaktu z wodami szczelinowymi w utworach kredy (wody szczelinowe). Zasoby odnawialne wynoszą 1442 tys. m³·d⁻¹. Jednolita część wód podziemnych nr 23 odznacza się występowaniem dwóch lub trzech czwartorzędowych poziomów wodonośnych (porowych), nie będących w łączności hydraulicznej z poziomami paleogeńskimi (porowymi), które nie posiadają też łączności z poziomem kredy (szczelinowym; Nowakowski, Nowicki 2007).

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje na całym obszarze WgPN. Wodonościami są piaski i żwiry wodnolodowcowe, utwory piaszczyste kopalnych dolin i rynien subglacialnych oraz liczne przewarstwienia piaszczysto-żwirowe w obrębie glin zwałowych (Mitręga, Paczyński 1983).

Wody podziemne tworzą szereg niezależnych systemów krążenia, które pozostają względem siebie w bardzo ograniczonym, zwłaszcza lateralnie, kontakcie hydraulicznym. W części wysoczyznowej Parku, dominuje następujący układ poziomów wodonośnych:

- wody podpowierzchniowe – ich zwierciadło występuje na głębokości 0–2 m p.p.t.;
- wody gruntowe – głębokość do zwierciadła jest zmienna i wynosi najczęściej od 2 do 10 m p.p.t., występują w utworach piaszczysto-żwirowych zlodowacenia wisły;
- wody wgłębne poziomu międzymorenowego górnego – występują w piaskach i żwirach fluwioglacjalnych stadiału północnomazowieckiego oraz w piaskach kopalnej doliny interstadiału górnego zlodowacenia warty; strop tych wodonośców osiąga rzędną 200–220 m n.p.m., a zwierciadło jest napięte, wody te są drenowane przez dolinę Czarnej Hańczy i mogą mieć kontakt hydrauliczny z wodami głębokich jezior, zasilają one także poziom wodonośny sandru suwalsko-augustowskiego (Nowakowski 1975);
- wody wgłębne poziomu międzymorenowego dolnego – gromadzą się w utworach fluwioglacjalnych stadiału maksymalnego i stadiału mazowiecko-podlaskiego zlodowacenia warty, są to na ogół wody subartezyjskie;
- wody wgłębne poziomu spągowego – związane z piaskami występującymi bezpośrednio na osadach zlodowacenia wisły lub na skałach kredowych i trzeciorzędowych; ten poziom wodonośny jest głównym kolektorem wód wgłębnych.

mknięcie zatoki poprzez rozwój helofitów zasiedlających mielizny, budowane z organicznych i mineralnych cząstek od strony pelagialu, pociągnie za sobą przekształcenie ich w łąd, wskutek tego stanie się ona osobnym zbiornikiem eutroficznym z tendencją do powstawania torfowiska niskiego. Płoso Szyja i Zatokę Cieszkiniąki można podziwiać z wieży widokowej w Rosochatym Rogu.

WARTO ZOBACZYĆ

- **Muzeum Wigier** – znajduje się nad brzegiem Jez. Wigry. Urządzono je w odrestaurowanym budynku przedwojennej Stacji Hydrobiologicznej, która funkcjonowała do września 1939 r. pod kierownictwem pierwszego w Polsce doktora habilitowanego z zakresu hydrobiologii Alfreda Lityńskiego. Stacja Hydrobiologiczna na Wigrach rozpoczęła działalność w 1920 r. i bardzo szybko stała się jednym z najsłynniejszych tego rodzaju ośrodków w kraju i za granicą.

W części południowej Parku, w sandrze suwalsko-augustowskim, poziomy wodonośne znajdują się w piaskach i żwirach fluwioglacjalnych. Miąższość wodonośców waha się od kilku do ponad 40 metrów.

Na obszarze wysoczyzn morenowych, wody gruntowe są zawieszane wysoko (30–50 m) ponad zwierciadłem wód wgłębnych. Charakteryzują się bardzo szybkim krążeniem, które jest wymuszane dużymi spadkami hydraulicznymi, wynikającymi z morfologii terenu. Mają one bezpośredni związek hydrauliczny z wodami powierzchniowymi.

Udział wód wgłębnych w zasilaniu sieci hydrograficznej jest regulowany ich związkami hydraulicznymi z wodami gruntowymi i powierzchniowymi. W obrębie wysoczyzn drenaż wód wgłębnych jest całkowicie wykluczony. Układ hydrauliczny w otoczeniu głębokich jezior stwarza zaś potencjalne możliwości infiltracji wód jeziornych do poziomów wodonośnych (Mitręga 1988).

Wody powierzchniowe

O specyficznym charakterze krajobrazu i unikatowej wartości przyrodniczej Wigierskiego Parku Narodowego decyduje sieć hydrograficzna. Najcenniejszymi jej elementami są naturalne zbiorniki wodne: jeziora, jeziorka i tzw. suchary. W granicach Parku znajdują się 42 jeziora, których łączna powierzchnia wynosi ok. 28 km². Do największych należą: Wigry (2163,3 ha), Pierty (231,2 ha) i Białe Wigierskie (99,9 ha).

Jeziora Parku tworzą trzy skupiska nazywane: „jeziorami wigierskimi”, „jeziorami pierciańskimi” i „jeziorami huciańskimi”. Grupę „jezior wigierskich” tworzą Wigry wraz z okolicznymi jeziorami, sucharami i jeziorami stawowymi (24 zbiorniki wodne). Dwanaście z nich (Białe Wigierskie, Długie Wigierskie, Krusznik, Muliczne, Leszczewek, Okrągłe, Czarne k. Bryzgia, Postaw, Czarne k. Gawrych Rudy, Klonek, Wygorzele i Rzepiskowe) ma wspólny z Jez. Wigry poziom zwierciadła wody (131,9 m n.p.m.) i przeważnie łączy się z nim przesmykami, strugami bądź kanałami. „Jeziora pierciańskie” (Białe Pierciańskie, Królówek, Gałęziste, Pietronajc, Samle Małe, Samle Duże, Wądołek) leżą wokół Jez. Pierty, które jest największym obiektem tej grupy. Z grupy „jezior huciańskich” (12 jezior i 7 sucharów położonych w pobliżu jeziora Koleśne), tylko suchary znajdują się w granicach Parku. Wszystkie większe jeziora z grupy jezior wigierskich, pierciańskich i huciańskich są włączone w system odpływu Czarnej Hańczy.

Wśród jezior WgPN szczególną grupę stanowią suchary będące unikatowymi obiektami hydrograficznymi w strefie Niziny Środkowoeuropejskiej. Są to małe, śródlądne zbiorniki bezodpływowe z wodą, która ma kwaśny odczyn, niewielkie stężenie wapnia oraz wysoką zawartość substancji humusowych. Bywa, że są one wypełnione niemal całkowicie osadami organicznymi. Wokół





typowego suchara występuje nasuwający się od lądu w kierunku środka zbiornika kożuch roślinny, zwany płem lub spleją. Budują go m.in. mchy torfowce, żurawina, modrzewnica, przygiętka biała, turzyca bagienna, bagno zwyczajne oraz rośliny owadożerne np. rosiczki: okrągłolistna i długolistna. Aż 7 takich jezior znajduje się w okolicy Jez. Krzywego.

W Parku znajduje się 20 sucharów o różnej powierzchni i głębokości. Najgłębszym jest suchar Wądołek (głęb. maks. 15,2 m), a największym – Suchar Wielki (8,44 ha). Jeziora Klonek i Suchar Rzepiskowy zaliczono do tzw. jezior humeutroficznych, będących fazą przejściową pomiędzy sucharem a jeziorem eutroficznym (Górniak 2006). Niektóre suchary, jako ekosystemy o charakterze naturalnym, zostały w Parku objęte ochroną ścisłą (Wądołek, Suchar Wielki) bądź częściową, z zamiarem nie ingerowania w ich funkcjonowanie.

W Parku są też niewielkie i płytkie śródleśne jeziora odpływowe, często otoczone torfowiskami niskimi. Wysoka zasadowość odróżnia je od podobnych krajobrazowo, ale kwaśnych i ubogich w wapń, sucharów. Występująca w jeziorach wysoka koncentracja wapnia i magnezu decyduje o silnych właściwościach buforujących ich wód. Na terenie WgPN znajdują się 4 takie jeziora: Samle Małe, Samle Wielkie, Przetaczek i Gałęziste. Największym i najgłębszym zbiornikiem tej grupy jest Jez. Gałęziste, najmniejszym i zarazem najpłytszym – Przetaczek.

▲ Jez. Białe Wigierskie od strony Wigier (fot. L. Krzysztofiak)

Sieć rzeczną WgPN tworzą w większości naturalne połączenia pomiędzy licznie występującymi tu jeziorami oraz inne, niewielkie ciek. Tworzą one specyficzne systemy rzeczno-jeziorne. Główną rzeką Parku jest Czarna Hańcza. Uchodzi ona do Wigier w Zatoce Hańczańskiej, która jest częścią Płosa Wigierskiego. Niewiele mniej wody wnosi do Wigier Wiatrołuża, w dolnym biegu zwana Piertanką. Uchodzi ona do Zatoki Zadworze, znanej też jako Płoso Wigierskie. Kamionka i Samlanka wpadają do Jez. Pierty, do którego uchodzi również Wiatrołuża. Mniejszymi dopływami Wigier są Dłużanka (Bystra), odwadniająca kompleks jezior Długie Wigierskie, Muliczne i Okrągłe oraz strugi odwadniające Jez. Czarne k. Gawrych Rudy i Jez. Staw.

Czarna Hańcza wypływa z Zatoki Wschodniej Płosa Wigierskiego w obrębie Jez. Wigry. Odprowadza ona rocznie ok. 124,0 mln m³ wody (Bajkiewicz-Grabowska 2002). Wyptywając z Wigier, Czarna Hańcza początkowo płynie jako typowa rzeka nizinna, tworząc miejscami szerokie, bagienne rozlewiska, będące ostoją ptactwa wodnego, po czym w miejscowości Wysoki Most ponownie nabiera charakteru potoku o bystrym nurcie i dużym spadku.

Doliny rzeczne: Czarnej Hańczy, Kamionki, Wiatrołuży i Maniówki do dziś zachowały pierwotny charakter decydujący o ich dużej wartości przyrodniczej. W celu zapewnienia warunków dla naturalnej sukcesji ekologicznej i niezakłóconego przebiegu innych procesów przyrodniczych, niektóre fragmenty tych dolin objęte są ochroną ścisłą.

Ważnym elementem hydrograficznym WgPN są torfowiska. Torfowiska wysokie występują w Parku wokół sucharów i małych jezior oraz odciętych zatok jezior, a także na obrzeżach dolin rzecznych. Na torfowiskach rośnie bardzo rzadka w Polsce żurawina drobnolistkowa (*Oxycoccus microcarpus* Turcz.). Tereny położone wzdłuż cieków zajęte są głównie przez kompleksy torfowisk niskich i przejściowych, z których wiele zachowało swój pierwotny charakter. Występuje tu dużo rzadkich gatunków roślin, m.in. relikty polodowcowe: wełnianeczka alpejska (*Baeothryon alpinum*) i brzoza niska (*Betula humilis*). Rośnie tu także wymierający fiołek torfowy (*Viola epipsila*). Doliny cieków są również miejscem bytowania łosi, bobrów, a nawet wilków. Przy ujściu Czarnej Hańczy do Wigier oraz nad Jez. Długim Wigierskim znajdują się noclegowiska kormoranów czarnych.

Wykorzystanie wód

Wigierski Park Narodowy jest obszarem udostępnionym dla różnorodnych form turystyki. W tym celu wyznaczone i urządzone zostały szlaki lądowe dla turystyki pieszej, rowerowej i narciarskiej oraz turystyki wodnej. Na szlakach Parku ruch turystyczny może się odbywać przez cały rok, od świtu do zmierzchu.





WARTO ZOBACZYĆ

● **Jezioro Pietronajć** – dystroficzne i otoczone subborealnym, iglastym borem mieszanym. Zajmuje powierzchnię 1,6 ha, ma owalny kształt o średnicy 140 m, głębokość maksymalna dochodzi do 9,9 m (średnia 6,9 m). Woda jeziora ma odczyn kwaśny (pH 6,2), widzialność krążka Secchiego wynosi 2,6 m. Istnieją przesłanki wskazujące, że jest to jezioro pochodzenia meteorytowego.



◀ Jez. Muliczne, w głębi Jez. Długie Wigierskie (fot. L. Krzysztofiak)



◀ Rzeka Wiatrołuża
(fot. L. Krzysztofiak)



▲ Rzeka Kamionka
(fot. L. Krzysztofiak)



▲ Ujście Wiatrołuży
do Jez. Pierty
(fot. L. Krzysztofiak)



▶ Żeremie bobrowe
w Samlance
(fot. L. Krzysztofiak)

Jeziora WgPN pełnią różnorakie funkcje: ochronne, edukacyjne, naukowe i turystyczno-rekreacyjne. Do uprawiania turystyki wodnej udostępniono w Parku 8 jezior: Wigry, Pierty, Leszczewek, Mulaczysko, Omułówek, Czarne k. Bryzgia, Czarne k. Gawrych Rudy, Postaw oraz Czarną Hańczę (poniżej Wigier). Wszystkie wody Parku stanowią tzw. strefę ciszy i nie można tutaj używać napędu spalinowego. Preferowane są natomiast wszelkiego typu „ekologiczne” jednostki pływające: kajaki, rowery wodne, łodzie wiosłowe, żaglówki.

Na terenie Parku obowiązują przepisy ochrony przyrody, w tym zakaz wpływania w strefę szuwarów, niszczenia roślinności wodnej, płoszenia zwierząt, a w pewnych okresach także wpływania na wyznaczone akweny o szczególnym znaczeniu dla ptaków wodnych. Wędkowanie na tych wodach może się odbywać po wykupieniu licencji na sportowy połów. W obrębie wód Parku obowiązuje całkowity zakaz połowów: suma, siei, troci jeziorowej i pstrąga potokowego oraz dziesięciomiesięczny okres ochronny dla szczupaka. Nie wolno też łowić „na żywca” oraz używać zanęt organicznych i mineralnych.

Sezon turystyczny na wodach WgPN trwa od 1 maja do 31 października. Jedynie wokół wysp Ordów, Ostrów, Krowa, Brzozowych i Kamień oraz

▼ Czarna Hańcza
(fot. L. Krzysztofiak)



wzdłuż południowego brzegu Wigier, od cypla na przesmyku pomiędzy wyspą Krowa i stałym lądem do cypla w miejscowości Zakąty, pływanie łodziami jest dozwolone dopiero od 15 czerwca. W okresie wolnym od lodu po Wigrach pływa statek spacerowy, mogący pomieścić ok. 35 osób. Nowością jest jednostka wodna z przezroczystym dnem, przez które można obserwować życie podwodne w jeziorze.

Turystyka na terenie Parku odbywa się po wyznaczonych szlakach oraz po istniejących drogach publicznych: drodze Suwałki – Sejny oraz drogach powiatowych i gęstej sieci dróg gminnych.

W Parku urządzono cztery pola namiotowe i plaże na gruntach administrowanych przez WgPN oraz 11 pól namiotowych na gruntach innych właścicieli. Działają też wypożyczalnie rowerów, sprzętu wodnego oraz liczne gospodarstwa agroturystyczne, oferujące oprócz noclegów także potrawy regionalne (kartacze, szary barszcz, sękacze, wędzone sieje oraz litewski kindziuk). Ważną funkcję w WgPN pełnią m.in. ścieżki edukacyjne „Las”, „Suchary”, „Plaży”, „Jeziora” i „Puszcza” wyposażone w odpowiednią infrastrukturę informacyjno-turystyczną. Ich opisy zamieszczone są na stronie internetowej Parku (www.wigry.win.pl).

Jakość wód

Jeziora Wigierskiego Parku Narodowego reprezentują dwie grupy: jeziora harmonijnej sukcesji, których ewolucji towarzyszy wzrost żyzności (trofii) i jeziora dysharmonijne (suchary). Wśród jezior pierwszej grupy, ze względu na częstość mieszania wód, dominują zbiorniki dimiktyczne (14 jezior). Są to na ogół jeziora bradymiktyczne (11 jezior) z epilimnionem ogrzany



◀ Suchar Demboskich
(fot. L. Krzysztofiak)

tem do temperatury 22–24°C i temperaturą wody głębokiego hypolimnionu poniżej 7°C. Jeziora te cechuje słaba i krótkotrwała wiosenna cyrkulacja wód oraz słabe i późnojesienne wymieszanie. Taki przebieg stosunków termicznych charakteryzuje jeziora: Wigry, Białe Wigierskie, Białe Pierciańskie, Pierty, Czarne k. Bryzgly, Długie Wigierskie, Mulaczysko, Krusznik, Okrągłe i Samle Małe. Druga termiczna grupa jezior WgPN obejmuje zbiorniki tachymiktyczne, tj. szybko mieszane pod wpływem wiatru. Cechuje je mniejsze zróżnicowanie termiczne słupa wody oraz wykształcony na ogół epilimnion. W ciągu roku woda tych jezior jest dwukrotnie intensywnie mieszana, przy czym wiosenna miksja jest długotrwała. Ten typ termiczny reprezentuje Jez. Muliczne. Trzy kolejne jeziora dimiktyczne: Czarne k. Gawrych Rudy, Gałęziste i Samle Duże są zbiornikami eumiktycznymi o swoistych cechach termicznych wody, wynikających z intensywnego zasilania tych zbiorników wodami podziemnymi. Cechuje je meromiktyczność krenogeniczna.

Zbiornikami polimiktycznymi w Parku są jeziora: Królówek, Omułówek, Postaw, Ślepe Krzyżańskie, Leszczewek, Przetaczek, Błotniste i Rzepiskowe. Wśród nich przedstawicielami jezior tachymiktycznych są Leszczewek i Przetaczek.

Największe walory przyrodnicze i ekologiczne mają najmniej przekształcone przez człowieka jeziora mezotroficzne, charakteryzujące się dużą naturalnością biocenoz wodnych oraz stabilnością warunków siedliskowych.

Największe jezioro Parku – Wigry – cechuje zróżnicowany stan troficzny w zależności od części jeziora. Wody mezotroficzne ma południowa część jeziora aż po Płoso Szyja. W obrębie akwenów południowych wymiana wód jest zdecydowanie wolniejsza niż w północnych. Wigry mają epilimnion o miąższości 6–7 m, a poniżej głębokości 12 m rozpościera się hypolimnion o temperaturze wody niższej niż 7°C i nasyceniu tlenem ok. 30%.

Najniższy stan troficzny (podtyp a-mezotroficzny) ma Jez. Białe Wigierskie. Jego wody są bardzo przejrzyste, niebieskawe. Roślinność zanurzona jest tu zdominowana przez ramienice. Z typowych roślin naczyniowych, które występują tu nielicznie, dno porasta, rzadka w innych wodach, przesiąkra okółkowa (*Hydrilla verticillata*); niewielkie płyty tworzą też osoka aloesowata (*Stratiotes aloides*), wywłócznik kłosowy (*Myriophyllum spicatum*) oraz rdestnica pływająca (*Potamogeton natans*).

Nieco żyźniejszymi (b-mezotroficznymi) jeziorami są: Białe Pierciańskie, Czarne k. Bryzgly, Długie Wigierskie, Okrągłe, Muliczne. W jeziorach tych występują okresowe zakwity glonów planktonowych. Fitocenozy wodne są reprezentowane zarówno przez dobrze wykształconą roślinność wynurzoną, jak i zanurzoną. W jeziorach Długim Wigierskim, Okrągłym i Mulicznym występują polodowcowe, północnoatlantyckie relikty. Są to: rosnąca w płytkim litoralu – kłoc wiechowata (*Cladium mariscus*) oraz budujące łąki podwodne ramienica krucha (*Chara fragilis*) i pływacz zwyczajny (*Utricularia vulgaris*).



▲ Zatoka Wigierki w Jez. Wigry (fot. L. Krzysztofiak)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Zatoka Wigierki** – południowa część Jez. Wigry – dobrze widoczna z wieży widokowej w Bartnym Dole. Wypełnia ona część rynny subglacialnej położonej wśród wysokich, piaszczysto-żwirowych krawędzi sandru suwalsko-augustowskiego. Zatoka ma długość 3,4 km, szerokość od 0,2 do 0,9 km i sięga do głębokości 48,5 m. Cechą charakterystyczną jest występowanie w jej osi podwodnego ozu (Ber 2009). Wznosi się on na wysokość ok. 30 m ponad otaczające go dno rynny. Od wschodu, Zatoka Wigierki sięga aż do wyspy Ordów i dalej przechodzi w wytopiskowe, szerokie Płoso Bryzglowskie.

W ichtiofaunie jezior mezotroficznych występują sielawa i sieja – ryby właściwe dla wód czystych, z zimną i dobrze natlenioną wodą w warstwach przydennych. Duży jest też udział ryb drapieżnych, głównie szczupaka i okonia. Cztery mezotroficzne jeziora: Białe Wigierskie, Długie Wigierskie, Okrągłe i Muliczne, ze względu na dużą różnorodność przyrodniczą, siedliskową, mikrosiedliskową oraz walory krajobrazowe objęto ochroną ścisłą.

Najliczniejszą grupę wśród jezior harmonijnej sukcesji tworzą jeziora eutroficzne. Znaczna zasobność tych jezior w związki biogenne jest przyczyną mniejszej przezroczystości wód, większej produkcji fitoplanktonu i występujących latem zakwitów glonów. Wśród roślinności zanurzonej dominują gatunki ceniolubne, głównie rogatek sztywny (*Ceratophyllum demersum*), włosienicznik krążkolistny (*Batrachium circinatum*) oraz rdestnice: przeszyta (*Potamogeton perfoliatus*) i potyskująca (*Potamogeton lecens*). Konsekwencją nadmiernej żyzności jezior eutroficznych są silne zakwitki glonów planktonowych, które utrzymują się w nich przez większą część okresu wegetacyjnego. W niektórych jeziorach eutroficznych dochodzi też do okresowego wyczerpywania się zapasów tlenu w przydennych warstwach wody. Przykładem silnie zeutrofizowanego jeziora jest Leszczewek.

Jeziora dystroficzne charakteryzuje wyjątkowo duży gradient termiczny w przypowierzchniowej, ok. trzymetrowej warstwie wody. Latem, na głębokości 3 m, woda ma temperaturę poniżej 10°C. Tylko kilka najpłytszych sucharów ma charakter polimiktyczny, większość – dymiktyczny. Cechą charakterystyczną sucharów jest niewielka zasobność wód w rozpuszczone związki. W najgłębszych sucharach WgPN niedobory tlenu pojawiają się latem już na głębokości 2 m. Bardzo ciekawe w tej grupie jest Jez. Wądołek – najgłębszy na terenie Parku zbiornik polihumusowy. Jest to jednocześnie rzadki typ zbiornika meromiktycznego, tzn. trudno mieszającego się i posiadającego bardzo wyraźną stratyfikację termiczną i tlenową (Górniak 2006).

Zagrożenia wód

Zasoby i ekosystemy wodne Wigierskiego Parku Narodowego narażone są na różne czynniki. Oprócz bezpośredniego oddziaływania człowieka, na środowisko wodne wpływają również globalne zmiany klimatyczne. Bezpośrednia, antropogeniczna presja na wody Parku przejawia się m.in. w podwyższonej żyzności wód Jez. Wigry, niszczeniu makrofitów, zabudowie hydrotechnicznej na terenach rekreacyjnych, kłusownictwie rybackim i płoszeniu zwierząt przez zwiększającą się liczbę turystów odwiedzających Park. Od czasu wizyty w Wigrach Papieża Jana Pawła II w 1999 r., liczba turystów lawinowo wzrasta.



Zadania Parku zmierzają do zwalczania tych zagrożeń poprzez podejmowanie działań, mających na celu utrzymanie różnorodności ekosystemów i organizmów wodnych, przywracanie warunków do ich właściwego funkcjonowania, a także restytucję gatunków, które na skutek działalności człowieka wyginęły lub są zagrożone. Mają one także na względzie ochronę ekosystemów wodno-błotnych i przylegających do wód ekosystemów lądowych, ochronę walorów krajobrazowych Parku oraz udostępnienie wód dla turystyki, nauki i edukacji środowiskowej.

▼ Rozległe torfowiska pomiędzy jeziorami Przetaczek i Samle Małe. Widać także koryto Samlanki (fot. L. Krzysztofiak)



A scenic view of a forested cliff overlooking the Baltic Sea under a cloudy sky. The foreground shows a steep slope covered in snow, with evergreen and deciduous trees. The middle ground features a dense forest of trees with autumn-colored foliage. The background shows the calm sea meeting a distant, hazy horizon under a grey, overcast sky.

Wody w parkach narodowych Polski
WOLIŃSKI PARK NARODOWY

Publikacja dofinansowana przez Instytut Geografii
i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

Recenzenci

prof. dr hab. Jan Drwal, prof. dr hab. Andrzej T. Jankowski

Opracowanie techniczne map

Agnieszka Gajda

wykorzystano Corine Land Cover 2006, Open Street Map i model terenu USGS (2004),
Shuttle Radar Topography Mission, 30 arcsec, scenes SRTM u30_n090w020 Unfinished,
Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000
oraz chronione prawem autorskim pliki cyfrowe (granice, sieć rzeczna) systemów informacji geograficznej
polskich parków narodowych

Fotografia na okładce

Klif i wody Zatoki Pomorskiej

(fot. A. Choiński)

Korekta

Urszula Kumon

Projekt graficzny i DTP

lookStudio

e-mail: biuro@photoline.pl, www.lookstudio.pl

Wszelkie prawa zastrzeżone.

Żadna część tej publikacji nie może być powielana ani rozpowszechniana w jakikolwiek sposób
bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich.

© Copyright by Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego

ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

tel. (+48) 12 664 52 50, fax: (+48) 12 664 53 85, e-mail: sekretariat@geo.uj.edu.pl

Kraków 2012

ISBN 978-83-88424-78-6

Woliński Park Narodowy

Sylwia Machula, Adam Choiński,
Agnieszka E. Ławniczak



www.wolinpn.pl

Położenie

Woliński Park Narodowy (WIPN) został utworzony 3 marca 1960 r. na powierzchni zajmującej 46,28 km². W 1996 r. jego powierzchnię powiększono do 48,44 km². Udało się też do niego włączyć jednomilowy pas wód przybrzeżnych Bałtyku oraz archipelag wysp we wstecznej delcie Świny wraz z otaczającymi je wodami Zalewu Szczecińskiego. Od tego czasu Woliński Park Narodowy stał się pierwszym w Polsce parkiem morskim. Obecna powierzchnia Parku wynosi 109,37 km², przy czym ekosystemy leśne zajmują 4648,53 ha (42,5%), ekosystemy wodne 4681,41 ha (42,8%) a ekosystemy lądowe nieleśne 1607,46 ha (14,7%). Ochroną ścisłą objęte są obszary o łącznej powierzchni 498,72 ha (4,56%) (www.wolinpn.pl). Park znajduje się na terenie Pobrzeża Południowobałtyckiego w makroregionie Pobrzeże Szczecińskie i zajmuje fragment zachodniej wysoczyznowej części wyspy Wolin (Kondracki 2001). Skutkiem tego, najważniejszą rolę w kształtowaniu stosunków wodnych odgrywa jego lokalizacja i morfologia (Dolański i in. 1995). Najwyższym punktem Parku jest Góra Grzywacz (115,9 m n.p.m.), położona 3 km na północny-wschód od Międzyzdrojów i 1 km od linii brzegowej morza. Punktem najniższym jest poziom Morza Bałtyckiego. Ozdobą Parku są liczne stanowiska roślin atlantyckich i kserotermicznych oraz łągowiska orla bielika, kani rudej i łabędzia niemego.

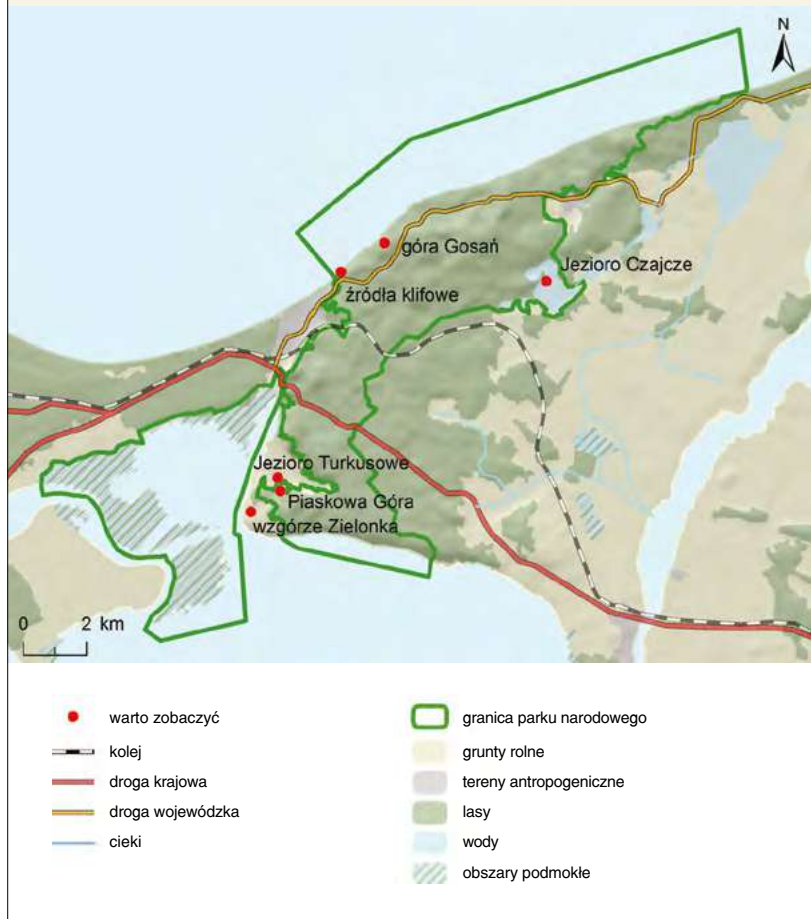
Obszar WIPN jest pocięty licznymi liniami komunikacyjnymi: drogowymi i kolejowymi, które tworzą bariery dla wielu gatunków zwierząt. Na terenie Parku znajduje się 6 obszarów ochrony ścisłej (Lewicki 1994, 1995).



METRYKA PARKU

Data utworzenia: 3 marca 1960 r.
Powierzchnia: 109,37 km²
Gęstość sieci rzecznej: 0,03 km · km⁻²
Gęstość źródeł: 0,3 km²
Liczba jezior: 5
Liczba oczyszczalni ścieków: 0

Woliński Park Narodowy miejsca, które warto zobaczyć



Budowa geologiczna i rzeźba

Obszar Wolińskiego Parku Narodowego leży w strefie granicznej między synklinorium szczecińskim i antyklinorium kujawsko-pomorskim. Podłoże mezozoiczne zalega stosunkowo płytko, tj. od 700 do 160 m p.p.t. W części wschodniej tworzą je skały jury górnej i środkowej (margle, wapień, iłowce mułowce i piaskowce), zaś w części centralnej i wschodniej – utwory kredy górnej i dolnej (piaskowce glaukonitowe, margle, kreda piśząca, piaski margliste) o upadzie w kierunku zachodnim. Na powierzchni utworów mezozoicznych leżą bezpośrednio osady czwartorzędowe (luka stratygraficzna paleogenu i neogenu).

Miąższość kompleksu utworów czwartorzędowych zawiera się w przedziale od kilkudziesięciu metrów w okolicy Wicka do ponad 150 m w rejonie Góry Grzywacz. Tworzy go jedna lub dwie warstwy gliny zwałowej, której maksymalne miąższości w okolicy Góry Grzywacz przekraczają 80 m. Między warstwami glin występują piaski i żwiry wodnolodowcowe o miąższości ok. 10 m. Na glinach tych leżą piaski i żwiry wodnolodowcowe (we wschodniej części WIPN i w okolicach Wicka) oraz plejstocenyjskie piaski drobnopięziarne, piaski mułkowane i mułki zastoiskowe (w środkowej części Parku). Powierzchnię Parku buduje zwarta powłoka piasków, piasków ze żwirami, piasków gliniastych lub glin wysoczyzny kemowej. Jej miąższości zawierają się od kilku metrów w okolicy Jez. Grodno do ponad 60 m w sąsiedztwie Góry Grzywacz. Jedynie w części bezpośrednio przylegającej do brzegu morskiego na powierzchni pojawiają się piaski plażowe oraz piaski eoliczne (na wschód od Jez. Grodno), zaś w strefach okalających jeziora – piaski jeziorne (Ruszała 1977; Ruszała, Wołowiak 1974).

Rzeźba powierzchni WIPN jest wyjątkowo urozmaicona, co jest następstwem działalności lądolodu w końcowej fazie ostatniego zlodowacenia, w czasie jego wycofywania się z obszaru Polski. Najwyższym punktem Parku jest Góra Grzywacz. Deniwelacje w obrębie Parku są znaczne, przekraczają bowiem 130 m, co wynika z istnienia kryptodepresji w obrębie mis jeziornych. Wśród wszystkich parków narodowych leżących w strefie niżowej Polski, WIPN jest najbardziej zróżnicowany pod względem hipsometrycznym. Szczególnie duże różnice wysokości na niewielkich odległościach występują między górną krawędzią klifów brzegowych i plażą, osiągając często kilkadziesiąt metrów. Bardzo urozmaiconą rzeźbę posiada również powierzchnia wysoczyznowa. Dowodem są m.in. wyraźne topograficzne działy wodne oraz bardzo duża liczba izolowanych, chłonnych zagłębień bezodpływowych. Część Parku położona na wyspie Wolin jest wyjątkowo urzeźbiona. Kontrastują z nią płaskie powierzchnie archipelagu wysp znajdującego się w obrębie delty wstecznej Świny.

Wody podziemne

Według podziału Polski na jednostki hydrogeologiczne, Woliński Park Narodowy leży w Regionie Szczecińskim, w Rejonie Międzyzdrojów-Wisetki. Główny poziom użytkowy występuje w utworach czwartorzędowych, najczęściej na głębokości od 20 do 40 m, lokalnie do 120 m. Przeważają wydajności studni od 30 do 70 m³·h⁻¹, jedynie na południu są one niższe – od 10 do 30 m³·h⁻¹. Wody mają zwierciadło swobodne lub napięte (ciśnienia do 170 kPa). Wodoprzewodność głównego użytkowego poziomu wodonośnego wynosi od 200 do 500 m²·d⁻¹. Poziom wodonośny w utworach kredy jest

WARTO ZOBACZYĆ

- **Źródła klifowe** – zlokalizowane w obrębie klifu morskiego. Ich największa koncentracja występuje ok. 3,5 do 4,0 km na wschód od Międzyzdrojów. Oprócz źródeł można spotkać wycieki (wypływy nieskoncentrowane z odsłoniętej warstwy wodonośnej). Wydajności źródeł i wycieków są niewielkie (od 0,01 do 0,05 dm³·s⁻¹) i uzależnione od warunków hydrometeorologicznych – głównie opadów (Wrzeński 2007a, b).



▲ Źródło na ścianie klifu (fot. A. Choiński)



1



2



3

- ◀ 1. Widok z góry Gosań na klif oraz wody Bałtyku należące do WPN (fot. A. Choiński)
- 2. Wyciek z klifu; jego zasięg wyznacza ciemny kolor (fot. A. Choiński)
- 3. Zatoka Pomorska z dryfującym lodem (fot. A. Choiński)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Góra Gosań** – najwyższe wzniesienie na polskim wybrzeżu (95 m n.p.m.). Kulminacja jest wierzchołkiem klifu osypiskowego. Cechuje się on piaszczysto-żwirowym zboczem, które jest nachylone pod kątem zsyłu naturalnego. Zbocza klifu porośnięte są buczyną, lasem sosnowym i krzewami, a u podstawy klifu tworzą się stożki nasypowe. Na górze zlokalizowany jest punkt widokowy. Od strony zachodniej widać Świnoujście i Międzyzdroje oraz małe, niemieckie miasto Ahlbeck. Na północ otwiera się widok na Zatokę Pomorską.

słabo rozpoznany. Jego zwierciadło pojawia się na głębokości 40–120 m, zaś wody są pod ciśnieniem sięgającym 950 kPa. Utwory powierzchniowe na prawie całym obszarze Parku są przepuszczalne. Wyjątkiem są obszary przykryte glinami i piaskami gliniastymi. Wody głównego, użytkowego poziomu wodonośnego wymagają tylko prostego uzdatniania (Matkowska 1987).

WIPN znajduje się w obrębie dwóch jednolitych części wód podziemnych: nr 2 i 5 należących do regionu zachodniopomorskiego. Obszar alimentacji znajduje się w centralnej części wyspy Wolin. Współczynniki fil-

tracji zawierają się w przedziale od $1 \cdot 10^{-4}$ do $1 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (Hoc, Jezierski 2007).

Pierwszy poziom wód podziemnych (od 1 do 2 m) występuje najpłycej w obrębie plaż i obniżeń związanych z misami jeziornymi. Na wysoczyznach występuje on już znacznie głębiej, tj. ponad 10 m p.p.t. Na wschód od Międzyzdrojów, w obrębie klifu morskiego wypływa kilkanaście źródeł (stałych i okresowych). Ich wydajności są niewielkie (od 0,01 do $0,05 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) i bardzo zmienne w zależności od warunków hydrometeorologicznych (Wrzeński 2007a, b).

Wody powierzchniowe

Wodami północnej części Wolińskiego Parku Narodowego jest przybrzeżny pas Bałtyku, zaś części zachodniej – delta Świny, będąca najbardziej na północ wysuniętą częścią ujścia Odry. Deltę Świny tworzy m.in. kompleks

▼ Delta wsteczna Świny
(fot. S. Machula)





◀ Panorama Jez. Turkusowego (fot. S. Machuła)

bagnistych wysp rozdzielonych kanałami o zmiennych kierunkach przepływu oraz różnych poziomach wody. Wyspy te są okresowo zalewane – zwłaszcza w czasie cofki (www.wolinpn.pl). W skład WIPN zostało też włączonych pięć spośród dziesięciu jezior Pojezierza Wolińskiego: Warnowskie, Rabiąż, Czajcze, Domysławskie oraz leżące w pobliżu wybrzeża klifowego – Jez. Grodno (kilka lat po utworzeniu Parku, ze względów krajobrazowych włączono doń również sztuczne zbiorniki: tzw. Jez. Turkusowe w Wapnicy i zbiornik Stara Kredownia koło Wapnicy). Cztery pierwsze jeziora leżą w zlewni Lewińskiej Strugi. Ciek ten wypływa z najwyższego położonego Jez. Warnowskiego, przepływa przez jeziora Rabiąż, Czajcze i Domysławskie i już



◀ Jez. Czajcze w zimowej scenerii (fot. A. Choiński)

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jezioro Turkusowe** (zwane również Szmaragdowym) – sztuczny zbiornik, którego misa jest pozostałością po eksploatacji kredy. Położone jest na południe od wioski Wapnica, na wysokości 2,6 m n.p.m. Posiada turkusowy kolor wody, typowy dla akwenów w obrębie utworów węglanowych.

poza granicami Parku wpływa do Jez. Żółwino. Cechą charakterystyczną jezior WIPN jest występowanie kryptodepresji. Największą wśród zbiorników naturalnych ma Jez. Czajcze (-4,7 m p.p.m.), a dno sztucznego zbiornika zwanego Jez. Turkusowym sięga aż 18,4 m p.p.m. Jedynym jeziorem, które nie tworzy kryptodepresji jest Jez. Grodno. Jego dno położone jest na wysokości 16,9 m n.p.m. (Lewicki, Jakuczun 1996).

Jeziora WIPN można zaliczyć do dwóch różnych typów genetycznych. Jeziora Czajcze, Domysławskie, Warnowskie i Rabiąż reprezentują jeziora rynnowe, które powstały w wyniku subglacjalnej działalności wód lodowcowych. Natomiast Jez. Grodno jest zbiornikiem moreny dennej (Choiński 2006; Kubiak 2000, 2001). Cechą polodowcowych akwenów jest silnie rozwinięta linia brzegowa i urozmaicony kształt mis – w przypadku Jez. Grodno przypominający kształt siedmioramiennej gwiazdy (Kubiak 2000, 2001; Rafalski, Urbański 1973).

Jez. Czajcze położone jest na terenie kompleksu leśnego. Powierzchnia zwierciadła wody wynosi 72,5 ha, natomiast zalesiona w ok. 90% powierzchnia zlewni całkowitej ma 1640 ha. Jez. Czajcze należy do jezior płytkich, jego głębokość maksymalna wynosi 4,6 m, a średnia 2,9 m. Jego głównym dopływem jest ciek z Jez. Rabiąż, a odpływem – struga doprowadzającą wodę do Jez. Domysławskiego. Jezioro charakteryzuje się dobrą ekspozycją na działanie wiatru. W pobliżu nie ma zabudowań gospodarskich, nie stwierdzono też punktowych ognisk zanieczyszczeń (Choiński 2006, Kubiak 2000).

Jez. Domysławskie zasilane jest wodą z Jez. Czajcze, która następnie odpływa ciekami do Jez. Żółwińskiego. Powierzchnia jeziora jest równa 43,5 ha. Głębokości maksymalna i średnia wynoszą odpowiednio 3,1 m i 1,9 m. Misa zbiornika jest zwarta, przeciętnie wgłębiona w teren, a dno płytke i wyrównane. W strefie litoralu występuje szeroki pas trzciny oraz innej roślinności wynurzonej. Cechy morfometryczne oraz ukształtowanie otoczenia jeziora wskazują na wyjątkowo korzystną ekspozycję na działanie wiatru. W pobliżu jeziora zlokalizowane są budynki mieszkalne i gospodarskie wsi Rabiąż (Choiński 2006, Kubiak 2000).

Jez. Grodno położone jest w odległości ok. 250 m od linii brzegowej Zatoki Pomorskiej, w obrębie strefy czołowomorenowej lądolodu. Jest to zbiornik bezodpływowy o powierzchni 3,8 ha, zasilany przez źródła podwodne oraz wody opadowe (Choiński 2006). Nadmiar wody odprowadzany jest podziemnie do Zatoki Pomorskiej, zgodnie ze spadkiem zwierciadła wód podziemnych. Zlewnia bezpośrednia jest silnie zalesiona, a linia brzegowa dobrze rozwinięta. Jez. Grodno jest najgłębszym akwenem Parku – głębokość maksymalna wynosi 7,3 m, a średnia 2,6 m (Kubiak 2000).

Jez. Rabiąż zasilane jest głównie wodami Jez. Warnowskiego, które dalej odpływają do Jez. Czajczego. Powierzchnia zwierciadła wody wynosi

WARTO ZOBACZYĆ

- **Jezioro Czajcze** – ma bardzo bogatą florę brzegową, w której duży udział ma roślinność wodna wynurzona. Jezioro jest podatne na procesy powodujące zanikanie jezior (Choiński 1991). Półwysep, który wcina się w jezioro, w XVIII w. był wyspą. Na półwyspie znajdują się pozostałości wczesnośredniowiecznego grodziska. Nieopodal półwyspu leży eratyk zwany „Wydrzym Głazem”, którego obwód liczy ok. 8 m.

13,5 ha (Choiński 2006). Należy ono do najpłytszych jezior wyspy Wolin – głębokość maksymalna wynosi 2,7 m, średnia 1,4 m. Niewielka zlewnia bezpośrednia jeziora (0,6 km²) jest zalesiona w ponad 30%. Pozostałą jej powierzchnię stanowią pola uprawne oraz wody. Duży udział mają też zabudowania gospodarskie miejscowości Warnowo. Zlewnia całkowita jeziora (5,4 km²) w przeważającej części jest zalesiona (Jańczak 1996, Kubiak 2000).

Jez. Warnowskie jest płytkim zbiornikiem typu stawowego, nie posiada dopływu powierzchniowego, a jego wody odprowadzane są niewielkim ciekim do Jez. Czajcze. Powierzchnia zwierciadła wody wynosi 12,5 ha (Choiński 2006); głębokość maksymalna i średnia odpowiednio 1,9 m i 1,6 m (Jańczak 1996, Kubiak 2000). Zlewnia bezpośrednia oraz całkowita są zalesione w prawie 90%. Pozostały obszar wykorzystywany jest rolniczo. Jezioro składa się z dwóch oddzielnych pól połączonych wąskim przesmykiem, zarośniętym trzciną. W zachodnim polu, gdzie następuje silna sukcesja roślinności naczyniowej, stwierdzono niekontrolowane zrzuty ścieków z pobliskich zabudowań. Od południa do jeziora przylegają zabudowania miejscowości Warnowo (Kubiak 2000).

Jez. Turkusowe powstało w wyniku zatopienia kamieniołomu, w którym wydobywano kredę i margle (Poleszczuk 1994). Powierzchnia tego zbiornika jest niewielka i wynosi 5,57 ha, a głębokość maksymalna i średnia odpowiednio 21,2 m i 9,2 m (Lewicki, Jakuczun 1996). Jezioro jest pozbawione roślinności wodnej (Poleszczuk 1994).

Wykorzystanie wód

Wody Wolińskiego Parku Narodowego są intensywnie wykorzystywane do celów rekreacyjnych. Turystyka stanowi bowiem istotną część działalności Parku. Największa koncentracja ruchu turystycznego ma miejsce nad jeziorami: Turkusowym, Czajcze i Grodno, na plaży w Wisielce, a także w obrębie rozlewisk delty Świny oraz Zalewu Szczecińskiego (Lewicki 2000). Z nasileniem ruchu turystycznego łączy się intensywne wykorzystanie zasobów wód podziemnych. Pobór wód podziemnych na obszarze Parku wzrasta znacznie w miesiącach letnich (Nowacki 2000). Natomiast wody powierzchniowe WIPN są w tym czasie intensywnie użytkowane jako kąpieliska i przez to bardzo narażone na obniżenie jakości (Lewicki 2000).

WIPN stanowi również atrakcyjny teren badań limnologiczno-biologicznych, zarówno z uwagi na silną presję ruchu turystycznego, jak i obowiązujące tu ograniczenia formalno-prawne (Kubiak 2000). Specyfika tutejszych akwenów polega na dużym bogactwie gatunkowym ichtiofauny i ptactwa. Dotyczy to zarówno ryb morskich, jak i słodkowodnych (Wysokiński 2000). W strefie przybrzeżnej wód Zatoki Pomorskiej rozlokowane są tarliska sze-

● **Piaskowa Góra** – wzniesienie o wysokości 53 m n.p.m. Z góry można podziwiać Jez. Turkusowe, Dolinę Trzciągowską, wieś Wapnicę, Górę Wyżnicę (58,4 m n.p.m.), Jez. Wicko Małe oraz fragment delty wstecznej Świny.



regu gatunków ryb, w tym gatunków eksploatowanych rybacko i gatunków rzadkich. Wody te są także miejscem, gdzie wzrastają larwy i narybek gatunków odbywających tarło gdzie indziej (Porębski, Szkudlarek-Pawelczyk 2000).

Jakość wód

W zlewniach jezior Wolińskiego Parku Narodowego występują niekorzystne warunki krążenia wody, zwłaszcza w odniesieniu do potencjalnych możliwości jej degradacji (typ bilansowy, litologia utworów powierzchniowych, małe głębokości akwenów). Ocena podatności na degradację jezior wyspy Wolin pod kątem ich odporności i roli zlewni w antropopresji, pozwala zaliczyć te zbiorniki do III kategorii podatności; wyjątkiem jest Jez. Czajcze posiadające II kategorię (Kubiak 2000, 2001).

Jeziora WIPN: Warnowo, Rabiąż, Czajcze i Domysławskie, z uwagi na niewielką głębokość, są zbiornikami, w których mieszanie wody zachodzi od powierzchni do dna – występuje w nich homotermia (polimiksja) i homooksygenia. Przezroczystość wód w tych jeziorach jest mała, a stężenia substancji biogennej, zarówno azotowych, jak i fosforowych – dość wysokie. W Jez. Rabiąż występuje ponadto duża ilość materii organicznej. Wskaźniki mineralizacji są w nim jednak podobne do notowanych w innych jeziorach zaliczonych do układu „paciorkowego” – połączonych Lewińską Strugą. Wszystkie wymienione jeziora zaliczają się do eutroficznych.

Jez. Grodno jest natomiast zbiornikiem słabo zeutrofizowanym znajdującym się w stadium mezotrofii. Jest też jeziorem typu dimiktycznego,

- ▲ 1. Jez. Wiccko Duże (fot. S. Machula)
- 2. Jez. Wiccko Małe (fot. S. Machula)

**1****2**

z dwoma pełnymi fazami mieszania wód oraz stagnacją letnią i zimową. W okresie stagnacji letniej występuje epilimnion i rozciągnięta, sięgająca dna termoklina. Wody przy powierzchni Jez. Grodno są dobrze natlenione, natomiast w wodach przydennych może dochodzić do okresowych deficytów tlenowych. Stężenie ortofosforanów jest na przeciętnym poziomie. Stwierdzano jednak podwyższone stężenia azotu całkowitego. Ponadto jezioro to charakteryzuje się stosunkowo niskim obciążeniem materią organiczną – maksymalnie $34,4 \text{ mgO}_2 \cdot \text{dm}^{-3}$. Przewodność elektrolityczna wody jest stosunkowo niska i wynosi $210,0 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (Kubiak 2000, 2001).

Jez. Turkusowe jest zbiornikiem charakteryzującym się dobrym natlenieniem, małą zawartością substancji biogennych i niewielkim stopniem obciążenia związkami mineralnymi i organicznymi (Choiński, Wrzesiński 1994; Poleszczuk 1994).

Jeziora: Czajcze, Domysłowskie, Warnowo i Grodno mają wody II klasy jakości, Jez. Rabiąż – III klasy (ze względu na skażenie bakteriologiczne), a Jez. Turkusowe – I klasy – zarówno pod względem parametrów fizycznochemicznych, jak i bakteriologicznych (Nowacki 2000; Raport..., 2003). Wody Lewińskiej Strugi, pod względem zawartości substancji biogennych, substancji organicznych i chlorofilu „a”, zaliczane są do II klasy, natomiast pod względem zawartości substancji mineralnych, zawiesiny i stanu sanitarnego – do I klasy (Raport..., 2003). Przybrzeżne wody Bałtyku, z punktu widzenia parametrów fizycznochemicznych, zaliczane są do wód poniżej stanu dobrego, zaś pod względem biologicznym, ich stan należy uznać za słaby (Raport..., 2009). Faktem pozytywnym notowanym w Parku jest postępująca poprawa chemizmu wód i osadów dennych jezior Wiciko Małe i Wiciko Wielkie oraz Zalewu Szczecińskiego (Nowacki 2000).

▲ 1. Klif Wisetka
(fot. S. Machula)

2. Stado kormoranów
na wodach Bałtyku
nieopodal Kawczej Góry
(fot. T. Zamkowski)

Zagrożenia wód

Na ilość i jakość zasobów wodnych Wolińskiego Parku Narodowego wpływają przedsięwzięcia wodno gospodarcze (odwodnienia polderowe, eksploatacja wód podziemnych), stan oraz funkcja obiektów hydrotechnicznych i melioracyjnych, napływ zanieczyszczonych wód z dorzecza Odry i Zalewu Szczecińskiego, słabe funkcjonowanie oczyszczalni ścieków oraz infrastruktura drogowa (Nowacki 2000). Wszelkie zanieczyszczenia pojawiające się na powierzchni wyspy Wolin migrują w podłoże i przenikają do wód podziemnych. Tam ulegają przemieszczaniu i mogą pojawiać się w wodach źródeł. Mogą też ulegać kumulowaniu m.in. w osadach dennych jezior (Jakuczun i in. 2000, Nowacki 1994). Zagrożeniem dla ekosystemów wodnych WIPN jest także rosnące zapotrzebowanie na wodę Świnoujścia oraz gmin na wyspie Wolin (Nowacki 2000). W celu ochrony jakości wód należy budować oczyszczalnie ścieków oraz systemy kanalizacji obejmujące wszystkie jednostki osadnicze wyspy Wolin. Działania te muszą być koniecznie zsynchronizowane z budową wodociągów (Jakuczun i in. 2000).

Na skutek wieloletniego spływu ścieków z oczyszczalni w Międzyzdrojach (podczyszczonych mechanicznie) oraz dużego ładunku związków chemicznych zawartego w wodach podeszczowych i roztopowych spływających z Międzyzdrojów i z okolicznych terenów, Jez. Wicko Małe ulegało stopniowej degradacji i zupełnie zatraciło swe rekreacyjne i rybackie funkcje (Wolnomiejski 2000). Po uruchomieniu oczyszczalni biologicznej w Międzyzdrojach (czerwiec 1995 r.), ilość ścieków wpływających do jeziora uległa zmniejszeniu.

Wody WIPN zagrożone są również odpadami płynnymi i stałymi w zlewni Lewińskiej Strugi. Dotyczy to szczególnie jej górnej części, obejmującej jeziora: Warnowskie, Rabiąż, Czajcze i Domysławskie. Degradacja jezior parkowych następuje także wskutek stałego obniżania zwierciadła wody podziemnej, które przynosi w efekcie obniżanie zwierciadła wody jezior. Potęguje ją dopływ zanieczyszczeń z jednostek osadniczych położonych w bezpośrednim sąsiedztwie jezior (Jakuczun i in. 2000). Jeziora WIPN, z wyjątkiem Jez. Grodno, są zbiornikami polimiktycznymi, co sprzyja „wewnętrznemu” wzbogacaniu ich wód w biogeny. Eutrofizacja tych akwenów wiąże się też ze znaczną (w stosunku do objętości jezior) dostawą fosforu. Duży udział w tym mają punktowe ogniska ścieków bytowo-komunalnych wprowadzające do jezior łatwo przyswajalne formy biogenów (Kubiak 2000). Na Wyspie Wolin znajdują się również gminne wysypiska odpadów, z których zanieczyszczenia migrują w podłoże, powodując degradację wód podziemnych i powierzchniowych (Jakuczun i in. 2000). Magazynowanie, dystrybucja i transport paliw płynnych w rejonie Świnoujścia stanowi dodatkowe potencjalne zagrożenie dla wód powierzchniowych Parku (Nowacki 2000).

WARTO ZOBACZYĆ

- **Wzgórze Zielonka** – leży w pobliżu wsi Lubin (81 m n.p.m.). Jest to obszar specjalnej ochrony ptaków w ramach sieci NATURA 2000. Z punktu widokowego można podziwiać rozległy widok na Zalew Szczeciński oraz rozlewiska delty wstecznej Świny.





◀ Przybrzeżna kra lodowa
w pobliżu klifu góry Gosań
(fot. A. Choiński)

Literatura

- Alexandrowicz S. W., 2004, Zarys budowy geologicznej Babiej Góry, Babiogórski Park Narodowy [w:] B. W. Wołoszyn, J. Jaworski, S. Szwaagrzyk (red.), Babiogórski Park Narodowy, Monografia Przyrodnicza, Publikacje Komitetu Ochrony Przyrody PAN, Kraków.
- Anders P., Kasprzak K., Raszka B., 1999, Wielkopolski Park Narodowy, Wielkopolska Biblioteka Krajoznawcza, t. 25, Poznań.
- Andrzejewska A., Ferchmin M., Kęłtowska A., Otręba A., 2010, Charakterystyka geobotaniczna Puszczy Kampinoskiej [w:] A. Obidziński (red.), Z Mazowsza na Polesie i Wileńszczyznę. Zróżnicowanie i ochrona szaty roślinnej pogranicza Europy Środkowej i Północno-Wschodniej, Polskie Towarzystwo Botaniczne, Warszawa.
- Atlas posterunków wodowskazowych dla potrzeb państwowego monitoringu środowiska, 1995–1996, PIOŚ, Warszawa.
- Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, Stosunki wodne i ich wpływ na dynamikę środowiska przyrodniczego Wigierskiego Parku Narodowego [w:] Struktura i funkcjonowanie Wigierskiego Parku Narodowego, Wydział Geogr. i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Bajko P., 2012, Echa starej Białowieży, Agencja Hajstra, Otwock – Białowieża.
- Balon J., German K., Kozak J., Malara H., Widacki W., Ziąja W., 1995, Regiony fizycznogeograficzne [w:] J. Warszyńska (red.), Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność, UJ, Kraków.
- Balon J., Jodłowski M., Pociask-Karteczka J., 2008, Sposoby zapobiegania degradacji wód Morskiego Oka [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), Wody na obszarach chronionych, IGiGP UJ, OPN, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
- Banaszuk H., 1996, Paleografia, naturalne i antropogeniczne przekształcenia Doliny Górnej Narwi, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Banaszuk H., 2001, Kotlina Biebrzańska. Aktualny stan, walory i główne zagrożenia środowiska przyrodniczego [w:] C. Sadowska-Snarska (red.), Studia Regionalne, 2(4), Wyd. Wyższej Szkoły Ekonomicznej, Białystok.
- Banaszuk H., 2004a, Geomorfologia doliny Narwi [w:] H. Banaszuk (red.), Przyroda Podlasia: Narwiański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Banaszuk P., 2004b, Gleby i siedliska glebotwórcze Narwiańskiego Parku Narodowego [w:] H. Banaszuk (red.), Przyroda Podlasia: Narwiański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Banaszuk H., Banaszuk P., 2004a, Budowa geologiczna doliny Narwi i terenów przyległych [w:] H. Banaszuk (red.), Przyroda Podlasia: Narwiański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Banaszuk H., Banaszuk P., 2004b, Budowa geologiczna Kotliny Biebrzańskiej [w:] H. Banaszuk (red.), Kotlina Biebrzańska: Biebrzański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Banaszuk P., 2007, Wodna migracja rolniczych zanieczyszczeń obszarowych do wód powierzchniowych w zlewni górnej Narwi, Wyd. Politechniki Białostockiej, Białystok.
- Baraniecka M. D., Konecka Betley K., 1987, Fluvial sediments of the Vistulian and Holocene in Warsaw Basin [w:] L. Starkel (red.), Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, Geogr. Studies, Special Issue, 4, 2.
- Barczyk G., 2008, Tatrzańskie wywierzyska, krasowe systemy wywierzyskowe Tatr Polskich, TPN, Zakopane.
- Bartel R., Sobocki M., 2008, Ichtiofauna Stowińskiego Parku Narodowego [w:] W. Florek (red.), Stowiński Park Narodowy. 40 lat ochrony unikatowej przyrody i kultury, SPN, Smółdzino.
- Bartoszewski S., 2004, Stan i zagrożenia stosunków wodnych Roztoczańskiego Parku Narodowego. Badania geograficzne w poznaniu środowiska, UMCS, Lublin.

- Bartoszewski S., Wilgat T., 2004. Dlaczego park narodowy? [w:] T. Wilgat (red.), Roztoczański Park Narodowy – przyroda i ludzie, RPN, Zwierzyniec.
- Baścik M., Chelmicki W., 2004, Komentarz do Mapy hydrograficznej 1:50 000, arkusz Niedźwiedź, GUGiK, Warszawa.
- Baścik M., Chelmicki W., 2006, Mapa hydrograficzna Polski 1:50 000, arkusz Zakopane, GUGiK, Warszawa.
- Baścik M., Partyka J., 2008, Przewodnik sesji terenowych [w:] M. Baścik, J. Partyka (red.), Wody na obszarach chronionych. Streszczenia referatów i przewodnik sesji terenowych, OPN, Ojców.
- Baścik M., Partyka J., 2011, Wody na Wyżynach Olkuskiej i Miechowskiej, IGiGP UJ, Kraków.
- Baumgart-Kotarba M., 1974, Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych, Zeszyty Nauk. UJ, Prace Geogr., 106.
- Ber A., 1989, Morfogenezja Pojezierza Suwalskiego i Równiny Augustowskiej, Studia i Materiały Oceanogr. 56, Geologia Morza, Ossolineum.
- Ber A., 1999, Glacitektonika Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego w nawiązaniu do neotektoniki oraz struktur tektonicznych fundamentu krystalicznego, Przegląd Geol., 47(9).
- Ber A., 2000, Plejstocen Polski Północno-Wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich, Prace PIG, 170.
- Ber A., 2009, Budowa geologiczna, geomorfologia i geneza obniżenia jeziora Wigry w nawiązaniu do struktur głębokiego podłoża [w:] Jezioro Wigry. Historia jeziora w świetle badań geologicznych i paleoekologicznych, Stowarzyszenie „Człowiek i Przyroda”, Suwałki.
- Ber A., Ryka W., 1998, Influence of the crystalline basement on the sedimentary cover of the eastern part of the Peribaltic Depression, Poland, Prace PIG, 161.
- Biernat T., Ciupa T., 2008, Znaczenie turystyczne obiektów hydrograficznych w Świętokrzyskim Parku Narodowym i otuliny [w:] J. Partyka, J. Pociąg-Karteczka (red.), Wody na obszarach chronionych, IGiGP UJ, OPN, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
- Biernat T., Ciupa T., Kupczyk E., 1998, Operat ochrony ekosystemów wodnych [w:] Plan Ochrony Świętokrzyskiego Parku Narodowego, maszynopis, ŚPN, Bodzentyn.
- Biernat T., Ciupa T., Kupczyk E., 2000, Środowisko wodne Świętokrzyskiego Parku Narodowego i jego ochrona, Prace IG AŚ, Kielce, 5.
- Biernat T., Ciupa T., Kupczyk E., Suligowski R., 2009, Zagrożenia środowiska wodnego Świętokrzyskiego Parku Narodowego i jego otuliny [w:] A. Andrzejewska, A. Lubański (red.), Trwałość i efektywność ochrony przyrody w polskich parkach narodowych, KPN, Izabelin.
- Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2003, Mapa hydrograficzna 1:50 000, arkusz Nowa Słupia, GUGiK, Warszawa.
- Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2004, Mapa hydrograficzna 1:50 000, arkusz Bodzentyn, GUGiK, Warszawa.
- Birkenmajer K., 2003, Aktualne problemy geologiczne Pienin, Pieniny – Przyroda i Człowiek, 8, PPN, Krościenko.
- Bociąg K., 2003, The impact of acidic organic matter on the diversity of underwater vegetation in soft water lakes, Acta Societatis Botanicorum Poloniae, 72(3).
- Bogdanowicz R., 2004, Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku, Wyd. UG, Gdańsk.
- Bogdanowicz R., 2009, Zasoby rzek Przymorza i ich zmienność [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- Bogdanowicz R., Ciesliński R., 2007, Specyfika problematyki oceny jakości wód jezior przybrzeżnych [w:] R. Wiśniewski, J. Piotrowiak (red.), Ochrona i rekultywacja jezior, PZITS, Toruń.
- Bogusz A., 2004, Charakterystyka hydrograficzna zlewni potoku Hylatego w Bieszczadach, praca magisterska, Zakład Hydrologii IGiGP UJ, Kraków.
- Boiński M., 2004, Struga Siedmiu Jezior – wycieczka przyrodnicza, PNB, Charzykowy.
- Borowiak D., 2000a, Uzupełniające pomiary batymetryczne jezior tatrzańskich [w:] J. T. Czochoński, D. Borowiak (red.), Z badań geograficznych w Tatrach Polskich, Wyd. UG, Gdańsk.
- Borowiak D., 2000b, Jeziora tatrzańskie w świetle dotychczasowych badań [w:] J. T. Czochoński, D. Borowiak (red.), Z badań geograficznych w Tatrach Polskich, Wyd. UG, Gdańsk.
- Borówka R. K., 1980, Współczesne procesy transportu i sedymentacji piasków eolicznych oraz ich uwarunkowania i skutki na obszarze wydm nadmorskich, Prace Komisji Geogr.-Geol. PTPN, Warszawa – Poznań.
- Burchardt L. (red.), 2005, Ekosystemy wodne Słowińskiego Parku Narodowego, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Byczkowski A., Fal B., 2004, Wody powierzchniowe [w:] H. Banaszuk (red.), Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Cebulak K., 1984, Gospodarka polderowa [w:] B. Augustowski (red.), Pobrzeże Pomorskie, Ossolineum, Gdańsk.
- Celiński F., Wojterski T., 1963, Świat roślinny Babiej Góry [w:] W. Szafer (red.), Babiogórski Park Narodowy, Zakład Ochrony Przyrody PAN, Wyd. Popularnonaukowe, 22.
- Chachaj J., 1996, Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Mosina, PIG, Warszawa.
- Chaniecka K., Wiedeńska J., 2006, Młaki – siedliska wyjątkowe. Wyniki badań fauny bezkręgowców w Gorceńskim Parku Narodowym, Ochrona Beskidów Zachodnich, 1, Poręba Wielka.
- Chelmicki W., Skąpski R., Soja R., 1998–1999, Reżim hydrologiczny rzek karpacczych w Polsce, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 29–30.
- Chlost I., 2009, Stany wody a bilans wodny jeziora Łebsko [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- Chlost I., 2010, Kartograficzny zapis zmian sieci wodnej Niziny Gardneńsko-Łebskiej w okresie XIX i XX wieku [w:] A. Kaniecki, A. Baczyńska, (red.), Zmiany stosunków wodnych w czasach historycznych, Studia i Prace z Geogr. i Geol., 9.

- Chmal H., Parzóch K., Potocki J., Traczyk A., 1999, Komentarz do mapy geomorfologicznej Parku Narodowego Gór Stołowych [w:] M. Zgorzelski (red.), Góry Stołowe, Wyd. Dialog, Warszawa.
- Chmara R., 2006, Roślinność podwodna Jeziora Ostrowite [w:] G. Kowalewski, K. Milecka (red.), Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie, PNBT, Charzykowy.
- Choiński A., 1988, Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Choiński A., 1991, Katalog jezior Polski, część 1: Pojezierze Pomorskie, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Choiński A., 1995, Katalog jezior Polski, część 3: Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Choiński A., 1999, Hydrologia rezerwatu Słońsk. Stosunki wodne [w:] R. Ehrnsberger, J. Daberet, C. Błaszak (red.), Przyroda rezerwatu Słońsk, Wyd. Acarus, Poznań.
- Choiński A., 2000, Najgłębsze jeziora Tatr Polskich w świetle najnowszych pomiarów głębokości, Czasopismo Geogr., 71.
- Choiński A., 2006, Katalog jezior Polski, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Choiński A., Galas J., Jodłowski M., Pociask-Karteczka J., 2007, Propozycja reorganizacji ruchu turystycznego w otoczeniu Morskiego Oka [w:] J. Pociask-Karteczka, A. Matuszyk, P. Skawiński (red.), Stan i perspektywy rozwoju turystyki w Tatrzańskim Parku Narodowym, Studia i Monografie AWF, 46.
- Choiński A., Kaniecki A., 2003, Plan Ochrony Słowińskiego Parku Narodowego, t. 4, Operat Ochrony Wód Powierzchniowych, maszynopis, SPN, Smołdzino.
- Choiński A., Macias A., 2007, Jeziora w parkach narodowych, rezerwach przyrody i parkach krajobrazowych [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), Wody na obszarach chronionych, IGI GP UJ, OPN, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
- Choiński A., Ptak M., 2009, Obiekty krenologiczne dorzecza Odry, Przegląd Geogr., 81(3).
- Choiński A., Suchancki P., Woś D., Żurawski M., 1985, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, arkusz Poznań, PiG, Warszawa.
- Choiński A., Wrzesiński D., 1994, Stan i perspektywy badań hydrograficznych w Wolińskim Parku Narodowym, Klify, 1.
- Chowaniec J. (red.), 1997, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Tylicz, PiG, Warszawa.
- Chowaniec J., 1998–1999, Wody podziemne polskich Karpat fliszowych, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 29–30.
- Chowaniec J., 2002, Komentarz do Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000, arkusz Ustrzyki Górne, PiG, Warszawa.
- Chowaniec J., 2005, Wody podziemne południowo-wschodniej części województwa podkarpackiego [w:] II Konferencja Naukowo-Techniczna „Błękitny San”, Ochrona środowiska, walory przyrodnicze i rozwój turystyki w dolinie Sanu, Materiały konferencyjne, Dynów 21–23.04.2005, Rzeszów.
- Chowaniec J., 2009, Studium hydrogeologii zachodniej części Karpat polskich, Biuletyn PiG, Hydrogeologia, 434.
- Chowaniec J., Witek K., 2002a, Komentarz do Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000, arkusz Jabłonki, PiG, Warszawa.
- Chowaniec J., Witek K., 2002b, Komentarz do Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000, arkusz Lutowiska, PiG, Warszawa.
- Chwistek K., 2002, Historia lasów i leśnictwa w Gorcach, Wierchy, 68.
- Chylarecki P., Kuczyński L., 1999, Hydrologia rezerwatu Słońsk. Dynamika warunków hydrologicznych [w:] R. Ehrnsberger, J. Daberet, C. Błaszak (red.), Przyroda rezerwatu Słońsk, Wyd. Acarus, Poznań.
- Ciepielowski A., Włodarczyk A., 2004, Budowle wodne na obszarach chronionych, Acta Scientiarum Polonorum, Architectura, 3(1).
- Cieszkowski M., 2006, Geologiczne walory naukowe Gorczańskiego Parku Narodowego i jego otoczenia, Ochrona Beskidów Zachodnich, 1, Poręba Wielka.
- Cieśliński R., 2005, Komentarz do Mapy hydrograficznej 1:50 000, arkusz Łeba, GUGiK, Warszawa.
- Cieśliński R., 2006a, Komentarz do Mapy hydrograficznej 1:50 000, arkusz Izbica, GUGiK, Warszawa.
- Cieśliński R., 2006b, Komentarz do Mapy hydrograficznej 1:50 000, arkusz N Smołdziński Las, GUGiK, Warszawa.
- Cieśliński R., 2009, Zmiany stężeń i ładunków związków biogenicznych w wodach doptywających do jeziora Gardno [w:] A. T. Jankowski, D. Absalon, R. Machowski, M. Ruman (red.), Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska, Wyd. UŚ, PTG o. Katowice, RZGW Gliwice, Sosnowiec.
- Cieśliński R., 2010, Próba określenia rodzajów i wielkości dopływu powierzchniowego do jeziora Gardno [w:] A. Choiński (red.), Przemiany jezior i zbiorników wodnych, Studia i Prace z Geogr. i Geol., 10.
- Cieśliński R., Wysińska A., Ogonowski P., 2009, Charakterystyka fizyczno-limnologiczna jeziora Modła i Smołdzińskiego, Rocznik Ochrona Środowiska, 11(2).
- Ciupa T., 2006, Wybrane parametry fizjograficzne zlewni Czarna Woda (Góry Świętokrzyskie) [w:] R. Sołtysik (red.), Regionalne aspekty funkcjonowania systemów dolinnych, Kielce.
- Ciupa T., Sołtysik R., 2002, Geomorfologiczne i hydrograficzne skutki współczesnej mobilności tektonicznej w dolinie rzeki Czarna Woda [w:] Środowiska górskie – ewolucja rzeźby, Materiały Zjazdu Geomorfologów Polskich, SGP, UWr, Wrocław.
- Ciupa T., Suligowski R., Biernat T., 2011a, Mapa sozologiczna 1:50 000, arkusz Bodzentyn, GUGiK, Warszawa.
- Ciupa T., Suligowski R., Biernat T., 2011b, Mapa sozologiczna 1:50 000, arkusz Nowa Słupia, GUGiK, Warszawa.
- Czaderna A., 2000, Ocena jakości powietrza i wód na obszarze Magurskiego Parku Narodowego w świetle dotychczasowych badań, maszynopis, MPN, Jasło.
- Czaderna A., 2009, Walory Magurskiego Parku Narodowego i ich ochrona, Roczniki Bieszczadzkie, 17.
- Czarnecka H. (red.), 2005, Atlas podziału hydrograficznego Polski, IMGW, Warszawa.

- Czerwiński J., Mazurski K. R., 1992, Karkonosze, Sport i Turystyka, Warszawa.
- Dąbrowski D., Jaguś A., 2003, Występowanie układów barycznych, mas powietrza i frontów atmosferycznych nad regionem pieniężskim, Pieniny – Przyroda i Człowiek, 8, PPN, Krościenko.
- Dąbrowski S., Przybyłek J., Górski J., 2007, Subregion Warty nizinny [w:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.) Hydrogeologia regionalna Polski, t. 1, Wody słodkie, PIG, Warszawa.
- Dąbrowski T., Głazek J., 1968, Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich, Speleologia, 3(2).
- Degórski M., 2007, Wpływ emisji zanieczyszczeń do atmosfery na stan i funkcjonowanie pedosfery w wybranych geosystemach Polski [w:] K. Ostaszewska, I. Szumacher, S. Kulczyk, E. Malinowska (red.), Znaczenie badań krajobrazowych dla zrównoważonego rozwoju, UW, Warszawa.
- Dembek W., Oświt J., Rycharski M., 2005, Torfowiska i torfy w Pradolinie Biebrzy [w:] A. Dyrz, C. Werpachowski (red.), Przyroda Biebrzańskiego Parku Narodowego, BPN, Osowiec-Twierdza.
- Dobjaja A., 1981, Sezonowa zmienność odpływu w zlewni górnej Wisły (po Zawichost), Zeszyty Nauk. UJ, Prace Geogr., 53.
- Dolański A., Godowac D., Rolle S., Wrzesiński D., 1995, Ocena podatności jezior Wolińskiego Parku Narodowego na degradację i znaczenie warunków przyrodniczych zlewni w tym procesie, Klify, 2.
- Domagała J., Czerniawski R., Pilecka-Rapacz M., 2009, Charakterystyka chemiczna i fizyczna wód środkowej i dolnej Drawy w cyklu rocznym 2007/2008, Środkowo-Pomorskie Towarzystwo Naukowe Ochrony Środowiska, 11.
- Drzał M., Ziemońska Z., 1962, Rzeźba i stosunki wodne obszaru Ojcowskiego Parku Narodowego, maszynopis, OPN, Ojców.
- Duda J., 2007, Park Narodowy „Ujście Warty” [w:] Parki Narodowe i Krajobrazowe w Polsce, Videograf II, Katowice.
- Duńczewski S., 1755–1769, Kalendarze, Warszawa.
- Dynowska I., 1971, Typy reżimów rzecznych w Polsce, Zeszyty Nauk. UJ, Prace Geogr., 28.
- Dynowska I., 1983, Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej, Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjogr. PAN, 11.
- Dynowska I., 1994, Reżim odpływu rzeczny [w:] Atlas Rzeczypospolitej. Odpływ rzeczny, IGIPIZ PAN, Główny Geodeta Kraju, PPWK, Warszawa.
- Dynowska I., 1995, Wody [w:] J. Warszyńska (red.), Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność, UJ, Kraków.
- Dysarz R., 1998, Zarys geomorfologii i typy krajobrazu naturalnego w północnej części Borów Tucholskich [w:] J. Banaszak, K. Tobolski (red.), Park Narodowy Bory Tucholskie. Stan poznania przyrody na tle kompleksu leśnego Bory Tucholskie, Wyższa Szkoła Pedagogiczna, Bydgoszcz.
- Dziejma C., Wołkowycki D., 2004, Flora roślin naczyniowych Narwiańskiego Parku Narodowego [w:] H. Banaszuk (red.), Przyroda Podlasia: Narwiański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Dżułyński S., Henkiel A., Klimek K., Pokorny J., 1966, Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geol., 32.
- Falniowska-Gradowska A., 1995, Ojców w dziejach i legendzie, OPN, Ojców.
- Fatynowicz W., 2008, Szata roślinna Słowińskiego Parku Narodowego [w:] W. Florek (red.), Słowiński Park Narodowy. 40 lat ochrony unikatowej przyrody i kultury, SPN, Smołdzino.
- Filonowicz P., 1966, Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Nowa Słupia, Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P., 1970, Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Bodzentyn, Wyd. Geol., Warszawa.
- Fistek J., 1977, Szczawy Kotliny Kłodzkiej i Gór Bystrzyckich, Biuletyn Geol. UW, 22, Warszawa.
- Florek W., Sobocka B., 2008, Nieco faktów i refleksji na temat historii Słowińskiego Parku Narodowego [w:] W. Florek (red.), Słowiński Park Narodowy. 40 lat ochrony unikatowej przyrody i kultury, SPN, Smołdzino.
- Galon R., 1953, Morfologia doliny i zandru Brdy, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sectio C, 1, 6.
- Gałka M., 2006, Ujściowy odcinek Strugi Siedmiu Jezior [w:] G. Kowalewski i K. Milecka (red.), Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie, PNB, Charzykowy.
- Gądek B., 2002, Obieg masy Lodowczyka Miękusowieckiego w latach 1998–1999 [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr, TPN, PTPNoZ, Oddz. Kraków, Kraków – Zakopane.
- Gąsiorek M., Nicia P., 2010, Zawartość wybranych makroelementów w glebach młak o zróżnicowanym trofizmie, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 10, 1, ITP, Falenty.
- Gliwicz Z. M., 1985, Eutrofizacja jezior tatrzańskich – użyźnianie czy zarybianie? Wiadomości Ekol., 31(4).
- Gonet S., Śpiwakowski E., Dziamski A., 1994, Skład chemiczny wód i właściwości osadów dennych jezior lobeliowych Zaborskiego Parku Krajobrazowego [w:] M. Kraska (red.), Jeziora lobeliowe. Charakterystyka, funkcjonowanie i ochrona, część I, Idee Ekologiczne, t. 6, Seria Szkice, 4, UAM, Poznań.
- Gos K., Banaś K., 1999, Succession trends of submerged vegetation in Pomeranian acidic lakes (NW Poland), Acta Hydrobiologica, 41, Supplementum 6.
- Górniak A., 2004, Jakość wód podziemnych [w:] H. Banaszuk (red.), Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Górniak A., 2006, Jeziora Wigierskiego Parku Narodowego. Aktualna jakość i trofia wód, Uniwersytet w Białymstoku, Białystok.
- Gradziński M., Gradziński R., Jach R., 2008, Geologia, rzeźba i zjawiska krasowe okolic Ojcowa [w:] A. Klasa, J. Partyka (red.), Monografia Ojcowskiego Parku Narodowego. Przyroda, OPN, Ojców.

- Gradziński R., 2004, Anastomozujący system Narwi na obszarze Narwiańskiego Parku Narodowego [w:] H. Banaszuk (red.), *Przyroda Podlasia: Narwiański Park Narodowy*, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Gradziński R., Baryta J., Danowski W., Doktor M., Gmur M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2000, Anstomosing system of the upper Narew River (NE Poland), *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70.
- Graf R., Kaniecki A., Medyńska-Gulij B., 2008, Dawne mapy jako źródło informacji o wodach śródlądowych i stopniu ich antropogenicznych przeobrażeń, *Badania Fizjogr. nad Polską Zachodnią*, Seria A, Geogr. Fizyczna, 59.
- Grodzicki J., 1993, Jaskinie Tatrzńskiego Parku Narodowego, t. 3, TPN, Zakopane.
- Grygoruk A., 2005, *Turystyka w BPN* [w:] A. Dyrzc, C. Werpachowski (red.), *Przyroda Biebrzańskiego Parku Narodowego*, BPN, Osowiec-Twierdza.
- Guldon Z., 2000, Zarys dziejów osadnictwa, gospodarki i kultury materialnej [w:] S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego*, ŚPN, Bodzentyn – Kraków.
- Gwoździński K., Gonciarz M., Grzelak A., Kowalczyk A., Kilańczyk E., Pieniżek A., Sztiller M., 2001a, Klasy czystości wybranych jezior na terenie Parku Narodowego Bory Tucholskie [w:] K. Gwoździński (red.), *Bory Tucholskie, zasoby i ich ochrona*, Wyd. UŁ, Łódź.
- Gwoździński K., Gonciarz M., Grzelak A., Kowalczyk A., Kilańczyk E., Pieniżek A., Sztiller M., 2001b, Klasyfikacja czystości wód Strugi Siedmiu Jezior [w:] K. Gwoździński (red.), *Bory Tucholskie, zasoby i ich ochrona*, Wyd. UŁ, Łódź.
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K., 2007, Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego, Wyd. Akademii Pedagogicznej, Kraków.
- Hajto-Pinkas M., 2005, Krótka historia młynów w Dolinie Prądnika [w:] J. Partyka (red.), *Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, t. 3, Suplement, OPN, Ojców.
- Halicki S., 2000, *Polska Amazonia. Przewodnik po Narwiańskim Parku Narodowym*, Miejsko-Gminne Centrum Kultury w Choroszczy, Białystok – Choroszcz.
- Harasimiuk M., 1994, Budowa geologiczna i rzeźba Roztoczańskiego Parku Narodowego. [w:] T. Wilgat (red.), *Roztoczański Park Narodowy*, Wyd. Ostoja, Kraków.
- Harasimiuk M., Michalczyk Z., Turczyński M. (red.), 1998, *Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie*. Monografia przyrodnicza, Biblioteka Monitoringu Środowiska, UMCS, PIOŚ, Lublin.
- Henkiel A., 1982, O pochodzeniu kratowej sieci rzecznej Beskidów Wschodnich, *Czasopismo Geogr.*, 53.
- Henkiel A., 1983, Regionalne zróżnicowanie fałdalne czwartorzędu [w:] A. Henkiel (red.), *Kenozyk Lubelskiego Zagłębia Węglowego*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Herbich P., Kapuściński J., Nowicki K., Prażak J., Skrzyńczyk L., 2009, *Metodyka wyznaczania obszarów ochronnych głównych zbiorników wód podziemnych dla potrzeb planowania i gospodarowania wodami w obszarach dorzeczy*, PiG, Warszawa.
- Herbich P., Kazimierski B., Knyszyński F., Prażak J., Nowicki Z., 2007, Subregion środkowej Wisły nizinny [w:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. I, Wody słodkie, PiG, Warszawa.
- Hess M., 1965, Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich, *Zeszyty Nauk. UJ, Prace Geogr.* 11.
- Hibszler B., Krawczyk W., Partyka J., Domagalska P., 2001, Charakterystyka chemiczna wód powierzchniowych i podziemnych w Dolinie Prądnika [w:] J. Partyka (red.), *Badania naukowe w południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, OPN, Ojców.
- Hjelmroos M., 1982, The holocene development of Lake Wielkie Gacno, NW Poland, a paleoecological study, *Acta Paleobotanica*, XXII (1).
- Hoc R., Jezierski P., 2007, Region zachodniopomorski [w:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. 1, Wody słodkie, PiG, Warszawa.
- Hrosieński M., 1637, *Opisanie ciekawe gór Tatrów*, Kraków.
- Humnicki W., 2007, *Hydrogeologia Pienin*, Wyd. UW, Warszawa.
- Izmaitow B., Krzemień K., Sobiecki K., 2002, Wykształcenie i modelowanie den dolin na terenie Magurskiego Parku Narodowego (Beskid Niski), *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 32, *Nauki Matematyczno-Przyrodnicze*, 109.
- Izmaitow B., Krzemień K., Sobiecki K., 2009, Rzeźba i jej współczesne przemiany [w:] A. Górecki, B. Zemanek (red.), *Magurski Park Narodowy – monografia przyrodnicza*, Oficyna Wyd. TEXT, Krempna – Kraków.
- Jahn A., red., 1985, *Karkonosze polskie*, Oddział PAN we Wrocławiu, Karkonoskie Towarzystwo Naukowe w Jeleniej Górze, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wrocław.
- Jakuczun U., Nowacki F., Rydzynski R., 2000, Wpływ przedsięwzięć w zakresie gospodarki wodnościekowej wyspy Wolin na stan ekosystemów wodnych Wolińskiego Parku Narodowego, *Klify*, 4.
- Jan Paweł II, 2003, *Tryptyk Rzymski*. Medytacje, Wyd. św. Stanisława BM, Kraków.
- Janiec B., 1993, *Przyrodnicza ocena wpływu Kanału Wieprz – Krzna na jakość hydrosfery Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego*, *Gosp. Wodna*, 2.
- Jańczak J., (red.), 1996, *Atlas jezior Polski*, t. 2, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Jańczak J., 1997, *Atlas jezior Polski*. Jeziora zlewni rzek Przymorza i dorzecza dolnej Wisły, tom II, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.
- Jarząbek H., 1983, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, arkusz Gorzów Wielkopolski, PiG, Warszawa.
- Jaszczyński J., Sapek A., Chrzanowski S., 2006, Wskaźniki chemiczne wody do picia z ujęć własnych w gospodarstwach wiejskich w otulinie Biebrzańskiego Parku Narodowego, *Woda, Środowisko, Obszary Wiejskie*, 6(2).
- Jaworski M., 1986, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, arkusz Słubice, PiG, Warszawa.

- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2004, Naturalne wpływy wody podziemnej [w:] H. Banaszuk (red.), Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., Górniak A., 2006, Wpływ zbiornika Siemianówka na wody rzeki Narew poniżej zapory [w:] A. Górniak (red.), Ekosystem zbiornika Siemianówka w latach 1990–2004 i jego rekultywacja, UwB, Białystok.
- Jerczek-Korzeniewska K., 2005, Komentarz do Mapy hydrograficznej 1:50 000, arkusz Smołdzino, GUGiK, Warszawa.
- Jędryszczak E., 1999, Lasy Parku Narodowego Gór Stołowych [w:] M. Zgorzelski (red.), Góry Stołowe, Wyd. Dialog, Warszawa.
- Jokiel P., 1994, Zasoby, odpływ i odnawialność wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce, *Acta Universitatis Lodzianis*, 66–67.
- Jóźwiak M., 1998, Ocena stanu środowiska przyrodniczego w Górach Świętokrzyskich [w:] Przemiany środowiska geograficznego obszarów górskich w Polsce i jego stan współczesny, Wólka Milanowska – Kielce.
- Jóźwiak M., Jarzyna K., Szwed M., 2010, Ocena stopnia zakwaszenia wód powierzchniowych w Paśmie Tysogór w Górach Świętokrzyskich w następstwie roztopów, *Rocznik Świętokrzyski*, B, 31.
- Jóźwiak M., Kozłowski R., 2001, Sezonowa dynamika zmian chemizmu wód potoków na północnym stoku Łysej Góry (Góry Świętokrzyskie), Wólka Milanowska – Kielce.
- Jutrowska E., Goszczyński J., 1998, Jakość wód powierzchniowych Parku Narodowego Bory Tucholskie [w:] J. Banaszuk i K. Tobolski (red.), Park Narodowy Bory Tucholskie, Akademia Bydgoska, Bydgoszcz.
- Jutrowska E., Marszelewski W., 1998, Program i wstępne wyniki badań zasobów wodnych Parku Narodowego Bory Tucholskie [w:] K. Gwoździński (red.), Bory Tucholskie – ochrona biosfery, UŁ, Łódź.
- Kachel E., 2008, Warunki depozycji osadów i ich charakterystyka w zagłębieniach osuwiskowych na północnym stoku Babiej Góry, maszynopis, BPN, Zawoja.
- Kaszewski B., 2002, Warunki klimatyczne Poleskiego Parku Narodowego [w:] S. Radwan (red.), Poleski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza, Wyd. Morpol, Lublin.
- Kazimierski B., Sikorska-Maykowska M., Pilichowska-Kazimierska E., 2003, Wody Puszczy Kampinoskiej [w:] R. Andrzejewski (red.), Kampinoski Park Narodowy, t. I, Przyroda Kampinoskiego Parku Narodowego, KPN, Izabelin.
- Kleczkowski A., 1998, Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) w Polsce – własności hydrogeologiczne, jakość wód, badania modelowe, AGH, Kraków.
- Kleczkowski A. S., 1990, Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, AGH, Kraków.
- Kleczkowski A. S. (red.), 1990, Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, AGH, Kraków.
- Kleczkowski A. S., 1991, Wody podziemne [w:] I. Dynowska, M. Mciejewski (red.), Dorzecze górnej Wisły, część I, PWN, Warszawa – Kraków.
- Klimaszewski M., 1988, Rzeźba Tatr Polskich, PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., Starkel L., 1972, Karpaty Polskie [w:] M. Klimaszewski (red.), Geomorfologia Polski, t. 1, PWN, Warszawa.
- Kłysik K., 1974, Warunki termiczne obszaru świętokrzyskiego, *Zeszyty Nauk*. UŁ, 63.
- Knapik R., 2009, Przewodnik geoturystyczny po Karkonoskim Parku Narodowym, KPN, Jelenia Góra.
- Kolendowicz L., Hauke J., Kaczmarek L., Lorenc M., 2008, Zmiany poziomu wody Jeziora Góreckiego (Wielkopolski Park Narodowy) w latach 2002–2007 na tle wahań poziomu wód wielkopolskiej doliny kopalnej i warunków atmosferycznych [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), Wody na obszarach chronionych, IGIgP UJ, OPN, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
- Komoniecki A., 1699, Świeże ożywienie starożytnych i niepamiętnych dziejów Żywca, rękopis, Towarzystwo Miłośników Ziemi Żywieckiej, Żywiec.
- Komoniecki A., 1704, Chronographia albo Dziejopis Żywiecki, rękopis, Towarzystwo Miłośników Ziemi Żywieckiej, Żywiec.
- Kondracki J., 2001, Geografia regionalna Polski, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kondratiuk P., 2004a, Wody podziemne [w:] H. Banaszuk (red.), Kotlina Biebrzańska: Biebrzański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Kondratiuk P., 2004b, Wody podziemne [w:] H. Banaszuk (red.), Przyroda Podlasia: Narwiański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Konopkova K., Sawicka-Górska A., Złotowska B., 2004, Zagospodarowanie przestrzenne Parku i otuliny [w:] H. Banaszuk (red.), Przyroda Podlasia: Narwiański Park Narodowy, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Kordalski Z., Lidzbarski M., 2000, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kluki, PiG, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.
- Kosterkiewicz R., 1988, Wody. Hydrografia [w:] Gorczański Park Narodowy, Kronika, t. 1, maszynopis, GPN, Poręba Wielka.
- Kot M., 1993, Sezonowe zmiany chemizmu wód Tatr w warunkach zakwaszenia opadów – wpływ na ich biocenozę a możliwość przeciwdziałania skutkom [w:] W. Cichocki (red.), Ochrona Tatr w obliczu zagrożeń, Wyd. Muzeum Tatrzańskiego, Zakopane.
- Kot M., 1998, Ocena ekologicznego stanu potoku Bystra w Tatrzańskim Parku Narodowym – skutki ingerencji człowieka [w:] Bliskie naturze kształtowanie rzek i potoków, Konferencja Naukowo – Techniczna, IMGW, PK, 5–7 października 1998, Zakopane.
- Kotowski W., Rycharski M., Dembek W., 1999, Mokradła w sieci Econet – Polska [w:] W. Dembek (red.), Aktualna problematyka ochrony mokradeł, IMUZ, Falenty.

- Kowalczyk A., Rubin H., Wagner J., Rubin K., Motyka J., Rózkowski J., Pacholewski A., 2007, Subregion środkowej Wisły wyżynny część zachodnia [w:] *Hydrogeologia regionalna Polski, Wody Słodkie*, t. I, PIG, Warszawa.
- Kowalewski G., 2006, Park Narodowy „Bory Tucholskie” na starych mapach [w:] G. Kowalewski, K. Milecka (red.), *Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie*, PNB, Charzykowy.
- Kowalkowski A., Józwiak M., 1996, Skład chemiczny wód opadowych i powierzchniowych w latach 1994–95 na Stacji Geoekologicznej Św. Krzyż [w:] G. Wójcik, K. Marciniak (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem lokalnych problemów ekologicznych*, Wyd. UMK, Toruń.
- Kowalkowski A., Józwiak M., 2000, Chemizm wód gruntowych i powierzchniowych w mikrozelewni [w:] S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego, ŚPN, Bodzentyn – Kraków*.
- Kowalski B. J., 2000, Rzeźba [w:] S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.), *Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego, ŚPN, Bodzentyn – Kraków*.
- Kowalski B. J., 2002, Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich, *Prace IG AŚ*, 7.
- Kowalski S., 1980, Charakterystyka hydrogeologiczna źródeł Gór Stołowych, *Kwartalnik Geol.*, 24(4).
- Kownacki A., Kawecka B., Kot M., Wojtan K., Żurek R., 1996, Wpływ człowieka na ekosystemy wodne [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego, TPN, Kraków – Zakopane*.
- Kozarski S., 1994, Geneza rynien subglacialnych na Niżu Polsko-Niemieckim [w:] *Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior, warsztaty terenowe, Charzykowy, 6–10 września, UAM, Instytut Badań Czwartorzędu, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Poznań*.
- Kozłowska-Koch M., 1987, Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego Śląska i Śląska Opolskiego, *Archiwum Mineralogiczne*, 42.
- Kozłowski I., 1975, Mapa geologiczna Polski 1:200 000, A – mapa bez utworów powierzchniowych, arkusz Gorzów Wielkopolski, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kozłowski I., Nosek M., 1975, Mapa geologiczna Polski 1:200 000, B – mapa utworów czwartorzędowych, arkusz Gorzów Wielkopolski, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kraska M., Piotrowicz R., Klimaszek P., 1998, Cechy fizyczno-chemiczne wód jezior lobeliowych wraz z charakterystyką roślinności makrofitowej [w:] J. Banaszak, K. Tobolski (red.), *Park Narodowy Bory Tucholskie. Stan poznania przyrody na tle kompleksu leśnego Bory Tucholskie, WSP, Bydgoszcz*.
- Kraska M., Piotrowicz R., Klimaszek P., 2006a, Changeability of characeans phytocenoses in meromictic Czarne Lake in the Drawieński National Park, *International Conference “Algae and their changes over time”, 16–19 V 2006, Poznań – Łągow*.
- Kraska M., Klimaszek P., Piotrowicz R., 2006b, Meromictic Lake Czarne in the Drawieński National Park, *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 35.
- Kraska M., Piotrowicz R., Radziszewska R., 1999, Dystrophication as the chief factor of changes in the physico-chemical properties of water and vegetation of lobelian lakes of the Bory Tucholskie National Park (NW Poland), *Acta Hydrobiologica*, 41, Supplementum, 6.
- Krochmal-Wąsik E., Rochowski P., Janik K., 2010, Operat charakterystyki i oceny stanu zagospodarowania przestrzennego ze szczególnym uwzględnieniem uwarunkowań zewnętrznych [w:] *Materiały dokumentacyjne do projektu planu ochrony BdPN, BdPN, Ustrzyki Dolne*.
- Krogulec E., 2004, Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej na podstawie przesłanek hydrodynamicznych, Wyd. UW, Warszawa.
- Krzemień K., 1976, Współczesna dynamika koryta potoku Konina w Gorcach, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 10.
- Krzywicki T., Lisicki S., 1993, *Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego [w:] Przewodnik 64 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geol. na Ziemi Suwalskiej, PIG, Warszawa*.
- Książkiewicz M., 1963, *Zarys geologii Babiej Góry [w:] W. Szafer (red.), Babiogórski Park Narodowy, Zakład Ochrony Przyrody PAN, Wyd. Popularnonaukowe, 22*.
- Książkiewicz M., 1972, *Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, Wyd. Geol., Warszawa*.
- Kubiak J., 2000, Ocena naturalnej tolerancji jezior Wolińskiego Parku Narodowego na oddziaływanie antropogeniczne [w:] K. Losow, H. Gawrońska (red.), *Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior, Olsztyn*.
- Kubiak J., 2001, *Hydrochemistry of the Wolin Island Lakes, Folia Universitatis Agriculturae Stettin, 218, Piscaria, 28*.
- Kucharska K., Tysza J., Ciepiewski A., 1984, Rola lasów w wyrównaniu odpływu z małych zlewni północno-wschodniej Polski, *Gosp. Wodna*, 4.
- Kuczynska-Kippen N., Cerbin S., 1998, Wstępne badania monitoringowe zooplanktonu jezior Wielkopolskiego Parku Narodowego, *Przegląd Przyrodniczy*, 9(1–2).
- Kudelska D., Cydzik D., 1983, *System oceny jakości jezior, IKŚ, Warszawa*.
- Kujawa-Pawlaczyk J., Stańko J., 2010, *Operat ekosystemów torfowiskowych i bagiennych Białowieskiego Parku Narodowego, dokumentacja i projekt planu ochrony, maszynopis, BPN, Szamotuły*.
- Kukulak J., 2004, *Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej na przykładzie aluwów dorzecza górnego Sanu w Bieszczadach Wysokich, Wyd. Nauk. AP, Kraków*.
- Kupczyk E., Biernat T., Ciupa T., Suligowski R., 2000, *Wody powierzchniowe i podziemne Gór Świętokrzyskich [w:] S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.), Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego, ŚPN, Bodzentyn – Kraków*.

- Kupiec J., Ławniczak A. E., Zbierska J., 2008, Action reducing the outflow of nitrates from agricultural sources to waters on the nitrate vulnerable zone in the catchment of the Samica Stęszewska river, *Annals of Warsaw University of Life Sciences, Land Reclamation*, 40.
- Lamorski T., 2005, Rezerwat Biosfery „Babia Góra” [w:] D. Ptaszycka-Jackowska (red.), Świąty Babiej Góry, BPN, Zawoja.
- Lange W., Maślanka W., Nowiński K., 2000, Odrębność i zróżnicowanie fizycznolimnologiczne jezior Tatr Polskich [w:] J. T. Czocharński, D. Borowiak (red.), Z badań geograficznych w Tatrach Polskich, Wyd. UG, Gdańsk.
- Langer M., 1985, Hydrografia górnej części doliny Poniczanki [w:] E. Bandofa-Ciołczyk (red.), Badania fizjograficzne i ekologiczne na obszarze zlewni Poniczanki w Gorcach, *Studia Naturae*, ser. A, 29.
- Lasek J., 2008, Chemizm wpływów wód podziemnych w zlewni potoku Ryjak (Magurski Park Narodowy) [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), Wody na obszarach chronionych, IGI&P UJ, OPN, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
- Lasek J., 2011, Changes in microbial concentrations during summer and winter extreme runoff events in a catchment featuring mixed land use – pilot study, *Geophysical Research Abstracts*, 13, EGU2011-12943.
- Lewicki I., 1994, Woliński Park Narodowy – stan aktualny i perspektywy, *Klify*, 1.
- Lewicki I., 1995, Jubileusz XXXV-lecia Wolińskiego Parku Narodowego, *Klify*, 2.
- Lewicki I., 2000, Działalność Wolińskiego Parku Narodowego w latach 1996–1997, *Klify*, 4.
- Lewicki I., Jakuczun B., 1996, Ochrona jezior Wolińskiego Parku Narodowego, *Mat. Konferencyjne II Konferencji Naukowo-Technicznej „Ochrona i rekultywacja jezior”*, 7–8 marca 1996, Międzyzdroje.
- Lidzbarski M., 2000, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Łeba, PIG, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.
- Lidzbarski M., Kachnic J., Kachnic M., Kozerski B., Kreczko M., Pomianowska H., Prussak E., Pruszkowska M., 2007, Region zachodniopomorski [w:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.) *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. 1, Wody słodkie, PIG, Warszawa.
- Listkowska H., Maksiak S., 1975, Mapa geologiczna Polski 1:200 000, A – mapa utworów powierzchniowych, arkusz Piła, Wyd. Geol., Warszawa.
- Listkowska H., Maksiak S., Nosek M., 1975, Mapa geologiczna Polski 1:200 000, B – mapa bez utworów czwartorzędowych, arkusz Piła 1:200 000, Wyd. Geol., Warszawa.
- Loch J., 2001, Park Podworski Hrabów Wodzickich, Ścieżka edukacyjna, GPN, Poręba Wielka.
- Łajczak A., 1995, „Matka Niepogód”, Babiogórskie ścieżki, BPN, Colgraf-Press, Poznań.
- Łajczak A., 1996a, Warunki hydrologiczne [w:] S. Skiba (red.), Plan ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego, Operat ochrony przyrody nieożywionej i gleb, maszynopis, BdPN, Ustrzyki Dolne.
- Łajczak A., 1996b, Wody [w:] Z. Mirek (red.), Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego, TPN, Kraków – Zakopane.
- Łajczak A., 1998, Charakterystyka hydrograficzna, zasoby wodne, zagrożenie wód i wykonanie szczegółowej mapy hydrograficznej (1:5000) Babiogórskiego Parku Narodowego [w:] Plan Ochrony Babiogórskiego Parku Narodowego, maszynopis, BPN, Kraków – Zawoja.
- Łajczak A., 2012, Hydrografia Babiej Góry. Zasoby, krążenie i cechy wód, Objaśnienia do mapy hydrograficznej, Wyd. Instytutu Botaniki im. W. Szafera PAN, Kraków.
- Łajczak A., Dumnicka E., Galas J., Szczęsny B., Galus-Barchan A., 2010, Operat ochrony zasobów przyrody nieożywionej. Warunki wodne [w:] Materiały dokumentacyjne do projektu planu ochrony BdPN, Ustrzyki Dolne.
- Ławniczak A. E., Zbierska J., Kupiec J., 2008, Changes of nutrient concentration in water sensitive to nitrate pollution from agricultural sources in the Samica Stęszewska river catchment, *Annals of Warsaw University of Life Sciences, Land Reclamation*, 40.
- Ławniczak A. E., Zbierska J., Machula S., 2009, Effect of shallow lakes on nitrogen form concentrations in river ecosystems, *Limnological Review*, 9(1).
- Ławniczak A. E., Szoszkiewicz K., Zgoła T., Jusik S., 2010a, Ocena stanu ekologicznego rzeki Drawy w aspekcie wymogów Ramowej Dyrektywy Wodnej [w:] M. Grześkowiak, B. Nowak (red.), *Dynamika procesów przyrodniczych w zlewni rzeki Drawy i Drawieńskiego Parku Narodowego*, IMGW, Poznań.
- Ławniczak A. E., Zbierska J., Andrzejewska B., 2010b, Bilans biogenów Jeziora Tomickiego, *Roczniki Ochrona Środowiska*, 12.
- Ławniczak A. E., Zbierska J., Machula S., Choiński A., 2010c, Fluvial lakes affect on phosphorus and potassium concentrations in the Samica Stęszewska River, *Limnological Review*, 10(1).
- Łepkowski J., 1853, *Gazeta Warszawska*, 251.
- Łubieński W., 1740, Świat we wszystkich swoich częściach, Wrocław.
- Małecka D., 1997, Źródła masywu Tatrzańskiego, *Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geogr. Physica*, 2.
- Małecka D., Chowaniec J., Małecki J. J., 2007, Charakterystyka regionów wodnych [w:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. I, Wody słodkie, PIG, Warszawa.
- Małecka D., Humnicki W., 1989, Rola warunków hydrodynamicznych w kształtowaniu reżimu wywierzysk Olczyskiego, *Przegląd Geol.*, 37(2).
- Małecka D., Małecki J. J., 2000, Udział opadów atmosferycznych w kształtowaniu wód strefy hipergenicznej [w:] Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce, Wyd. UŁ, Łódź.
- Mapa geologiczna Tatr Polskich 1:30 000, 1979, PAN, PTG, Wyd. Geol., Warszawa.
- Mapa Podziału Hydrograficznego Polski, 2004, KZGW, IMGW, Warszawa.

- Margielewski W., 1999, Formy osuwiskowe Górczańskiego Parku Narodowego i ich rola w kształtowaniu geo i bioróżnorodności Górców, *Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, 55, 4.
- Markiewicz D., 1981, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, arkusz Sandomierz, PIG., Warszawa.
- Markowski M., 2007, Rola planowania przestrzennego w ochronie obszarów cennych przyrodniczo na przykładzie Kampinoskiego Parku Narodowego [w:] A. Kostrzewski, A. Andrzejewska (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego Program ZMŚP a zadania ochrony obszarów Natura 2000*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Warszawa.
- Marszelewski W., 2006, Physical and chemical parameters of the Seven Lakes Stream [w:] G. Kowalewski, K. Milecka (red.), *Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie*, PNBT, Charzykowy.
- Marszelewski W., Błoniarczyk W., Pestka J., 2006, Seasonal changes in the concentrations of dissolved oxygen in the lakes of the Bory Tucholskie National Park, *Limnological Review*, 6.
- Marszelewski W., Jutrowska E., 1998, Wstępna inwentaryzacja hydrologiczna Parku Narodowego Bory Tucholskie [w:] J. Banaszak, K. Tobolski (red.), *Park Narodowy Bory Tucholskie*, Akademia Bydgoska, Bydgoszcz.
- Maruszczak H., Wilgat T., 1956, Rzeźba strefy krawędzowej Rostocza Środkowego, *Annales UMCS*, s. B, 10.
- Masiota J., Walkowiak J., 2010, Powiatowy program ochrony środowiska dla powiatu bieszczadzkiego na lata 2010–2013 z perspektywą na lata 2014–2021, *GreenKey*, Pokrzywno.
- Maszoński E., 1982, Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:200 000, arkusz Kielce, PIG, Warszawa.
- Matkowska Z., 1987, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, arkusz Dziwnów i Szczecin, PIG, Warszawa.
- Mazurek P., 2008, Zapory piętrzące na potokach beskidzkich używanych w przeszłości do spławu drewna – funkcjonowanie, osady i morfologia, maszynopis, Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec.
- Mazurski K. R., 1970, Opad roczny w Karkonoszach, *Wszechświat*, 71(10).
- Mazurski K. R., 1989, Znečištění ovzduší polských Sudet, *Opera corcontica*, 26.
- Mazurski K. R., 1998, Ekologiczne aspekty obecności schronisk na terenie KPN [w:] J. Sarosiek (red.), *Geoekologiczne problemy Karkonoszy*, Wyd. Arcus, Poznań.
- Mazurski K. R., 2006, Karkonosze [w:] *Atlas gór Polski*, ExpressMap, Warszawa.
- Michalczyk Z., 1982, Charakterystyka hydrogeologiczna dorzecza Łady, *Biuletyn Instytutu Geol.*, 339, Z badań hydrogeologicznych w Polsce, 6, Warszawa.
- Michalczyk Z., 1986, Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Rostocza, Wyd. UMCS, Lublin.
- Michalczyk Z. 1988, Wody Rostoczańskiego Parku Narodowego. Badania hydrograficzne w poznaniu środowiska, Wyd. UMCS, Lublin.
- Michalczyk Z., 1993, Źródła w okolicach Krasnobrodu [w:] *Tektonika Rostocza i jej aspekty sedymentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*, Wyd. UMCS, TWWP, Lublin.
- Michalczyk Z., (red.), 1996, Źródła Rostocza – monografia hydrograficzna, Wyd. UMCS, Lublin.
- Michalczyk Z., Bartoszewski S., Chmiel S., Dawidek J., Głowacki S., Turczyński M., 2002, Zasoby wodne Poleskiego Parku Narodowego [w:] S. Radwan (red.), *Poleski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza*, Wyd. Morpol, Lublin.
- Michalczyk Z., Bartoszewski S., Głowacki S., Turczyński M., 1993, Wody Poleskiego Parku Narodowego, *Ekobios* 1, TWWP, Lublin.
- Michalczyk Z., Chmiel S., Głowacki S., Zielińska B., 2009, Występowanie, wydajność i cechy fizykochemiczne wód źródeł w rejonie Rostoczańskiego Parku Narodowego [w:] R. Reszel, T. Grabowski (red.), *Rostocze – region pogranicza przyrodniczo-kulturowego, RPN, Zwierzyniec*.
- Michalczyk Z., Chmiel S., Turczyński M., 2003, Stosunki wodne w obszarze funkcjonalnym Poleskiego Parku Narodowego, *Acta Agrophysica*, 91, Rozprawy i monografie, Instytut Agrofizyki PAN, Lublin.
- Michalczyk Z., Wilgat T., 1994, Wody w rejonie Rostoczańskiego Parku Narodowego [w:] T. Wilgat (red.), *Rostoczański Park Narodowy*, Wyd. Ostoja, Kraków.
- Michalec B., Pęczek K., 2008, Zastosowanie metody Churchilla w określeniu zdolności zbiornika wodnego w Krempej do zatrzymywania rumowiska, *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 3.
- Michalik A., 2004, Źródła Świętokrzyskiego Parku Narodowego jako geoindykatory środowiska przyrodniczego, *Parki Narodowe*, 3.
- Michalik A., 2006, Czynniki kształtujące chemizm wód ze źródeł w Świętokrzyskim Parku Narodowym, praca doktorska, Politechnika Gdańska, Gdańsk.
- Michalik A., 2007, The use of chemical and cluster analysis for studying the spring water quality in the Świętokrzyski National Park, South-Central Poland, *Polish Journal of Environmental Studies*, 17(3).
- Michalik S., 2003, Zbiorowiska roślinne [w:] A. Górecki i in. (red.), *Przyroda Magurskiego Parku Narodowego*, Oficyna Wyd. TEXT, Kraków.
- Michalska-Hejduk D., 2001, Stan obecny i kierunki zmian roślinności nieleśnej Kampinoskiego Parku Narodowego, *Monographiae Botanicae*, 89.
- Midowicz W., 1930, Babia Góra, *Monografia turystyczna*, Wyd. Oddziału Babiogórskiego Polskiego Towarzystwa Turystycznego, t. I, 47.
- Mierzejewski M. P., 2005, (red.), *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*, Wyd. UWr, Wrocław.
- Migaszewski Z. M., 1998, Geochemistry of soils and vegetation of the Holy Cross Mts. between 1994 and 1996, *Geol. Quarterly*, 42(1).

- Migaszewski Z. M., Gałuszka A., Hałas S., Dąbek J., Dołęgowska S., Budzyk I., Starnawska E., Michalik A., 2009, Chemical and isotopic variations in the Wiśniówka Mała mine pit water, Holy Cross Mountains (South-Central Poland), *Environmental Geology*, 57.
- Migaszewski Z. M., Gałuszka A., Styrzyc K., 2002, Chemizm i jakość wód z wybranych źródeł na obszarze Magurskiego Parku Narodowego [w:] Ocena stopnia skażenia środowiska przyrodniczego w wybranych parkach narodowych w Polsce w świetle badań geochemicznych i biogeochemicznych, maszynopis, MPN, Krempna.
- Migaszewski Z. M., Michalik A., Gałuszka A., 2009, The use of springs for geoindeication studies, *Mineralogia*, 35.
- Migaszewski Z. M., Pasławski P., 1996, Trace element and sulfur stable isotope ratios in soils and vegetation of the Holy Cross Mountains, *Geol. Quarterly*, 40(4).
- Migoń P., Zwiernik M., 2006, Strukturalne uwarunkowania rzeźby północno-wschodniego progu Gór Stołowych, *Przegląd Geogr.*, 78(3).
- Mihułka A., 1997, Charakterystyka fizyko-chemiczna źródeł w masywie Kudłonia (Gorczański Park Narodowy), praca magisterska, Wydz. Chemii UJ, Kraków.
- Milecka K., 2005, Historia jezior lobeliowych zachodniej części Borów Tucholskich na tle postglacjalnego rozwoju szaty leśnej, *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*.
- Milecka K., Bogaczewicz-Adamczak B., 2006, Zmiany żyzności trofii w ekosystemach miękkowodnych jezior Borów Tucholskich, *Przegląd Geol.*, 54(1).
- Miniuk V., 1998, Chemizm wód powierzchniowych w różnych typach zagospodarowania zlewni na terenie Puszczy Białowieskiej, *Parki Narodowe i Rezerваты Przyrody*, 17(1).
- Mioduszewski W., Gajewski G., Biesiada M., 2004a, Zróżnicowanie stosunków wodnych w dolinie Narwi Na terenie Narwiańskiego Parku Narodowego, *Woda, Środowisko, Obszary Wiejskie*, 4, 2a(11).
- Mioduszewski W., Kowalewski Z., Szymczak T., Okruszko T., Biesiada M., Bielonko K., Piekarski K., 2004b, Wody Narwiańskiego Parku Narodowego [w:] H. Banaszuk (red.), *Przyroda Podlasia Narwiański Park Narodowy*, *Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok*.
- Mioduszewski W., Ślesicka A., 2004, Wybrane problemy gospodarowania wodą w dolinie Biebrzy [w:] H. Banaszuk (red.), *Kotlina Biebrzańska i Biebrzański Park Narodowy*, *Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok*.
- Mioduszewski W., Wassen M., 2000, Main issues of water management in the valley of Biebrza River, *IMUZ, Falenty*.
- Mitrega J., 1988, Zagadnienia hydrogeologiczne okolic Jeleniewa, *Materiały Konferencji Naukowej „Wigry 88”, Ochrona środowiska przyrodniczego przed wpływami przemysłu wydobywczego na przykładzie Suwalszczyzny, Szczecin – Suwałki*.
- Mitrega J., Paczyński B., 1983, *Hydrogeologia systemu czwartorzędowego Pojezierza Suwalskiego*, *Przewodnik 65 Zjazdu PTGeol.*, PIG, Warszawa.
- Morawski W., 1980, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Warszawa Zachód*, *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Murawski T., 1963, *Zagadnienie zmian biegu górnej Brdy*, *Zeszyty Nauk. UMK, Geogr.*, 5.
- Musiał A., 1992, *Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia*, *Wyd. UW, Warszawa*.
- Nicia P., Zadrozny P., Lamorski T., Bejger R., 2010, Właściwości gleb i wód młaki Krowiarki pod zbiorowiskiem roślinnym bagiennej olszyny górskiej (*Caltho-Alnetum*) w Babiogórskim Parku Narodowym, *Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie*, 10, 1(29).
- Niemirska J., Niemirski M., 1968, Stosunki hydrograficzne zlewni potoków Jaszczce i Jamne, *Studia Naturae, ser. A 2*.
- Nowacki F., 1994, Bilans wodny i zasoby wodne wyspy Wolin i Wolińskiego Parku Narodowego, *Klify*, 1.
- Nowacki F., 2000, *Ochrona ekosystemów Wolińskiego Parku Narodowego*, *Klify*, 4.
- Nowaczyk B., 1994, Jezioro Gacno Wielkie i Gacno Małe [w:] B. Nowaczyk (red.), *Geomorfologia i osady strefy litoralnej*, 6–10 września 1994, *Charzykowy, Warsztaty terenowe, UAM, Poznań*.
- Nowaczyk B., 2006, *Geneza jezior na sandrze Brdy* [w:] G. Kowalewski, K. Milecka (red.), *Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie*, *PNBT, Charzykowy*.
- Nowak J., 2004, *Ojców za Zawiszów, Krasińskich i Czartoryskich 1878–1945* [w:] J. Partyka (red.), *Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej*, t. 2, *Kultura, OPN, Ojców*.
- Nowakowski C., 1975, *Hydrogeologia źródeł strefy czołowo-morenowej Pojezierza Suwalskiego*, praca doktorska, *Wydział Geologii UW, Warszawa*.
- Nowakowski C., Nowicki Z., 2007, *Region Narwi, Pregoly i Niemna* [w:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. 1, *Wody słodkie, PIG, Warszawa*.
- Nowicka B., (red.), 1999, *Wody powierzchniowe Parku Narodowego Gór Stołowych* [w:] M. Zgorzelski (red.), *Góry Stołowe*, *Wyd. Dialog, Warszawa*.
- Nowicka B., 2002, *Charakterystyka systemu krążenia wód powierzchniowych* [w:] *Plan Ochrony Parku Narodowego „Bory Tucholskie”, Operat biogeochemii krajobrazu i zasobów wodnych*, maszynopis, *PNBT, Charzykowy*.
- Nowicka B., 2003, *Impact of Charzykowskie Lake on water uplifting in Seven Lakes Stream*, *Limnological Review*, 3.
- Nowicka B., 2007, *Wpływ naturalnego piętrzenia na ustrój hydrologiczny w systemie rzeczno-jeziornym*, *Prace i Studia Geogr. UW*, 38.

- Nowicka B., Lenartowicz M., 2005, Variability in the process of lake feeding by groundwater (case study of small basin in South Pomeranian Lake District) [w:] F. Maraga, M. Arattano (red.), Progress in surface and subsurface water studies at plot and small basin scale, Technical Documents in Hydrology, 77, UNESCO.
- Nowicka B., Wołoszyńska E., 2010, Ocena przepuszczalności osadów dennych wybranych jezior zlewni Brdy [w:] A. Magnuszewski (red.), Monografie Komitetu Inżynierii Środowiska PAN, 69.
- Nowicka B., Wołoszyńska E., Wawrzyniewicz B., 2008, Function of lake deposits in underground water exchange, Materiały XII Konferencji UNESCO ERB – Hydrological Extremes In Small Basins, Kraków.
- Nowicki Z. (red.), 2009, Charakterystyka geologiczna i hydrogeologiczna zweryfikowanych JCWPd, PiG, Warszawa.
- Nowicki Z., Sadurski A., 2007, Regionalizacja wód podziemnych Polski w świetle przepisów Unii Europejskiej [w:] B. Paczyński, B. Sadurski, red., Hydrogeologia regionalna Polski, t. I, Wody słodkie, PiG, Warszawa.
- Nyka J., 1994, Tatry, Wyd. Trawers, Warszawa.
- Oberc J., 1972, Sudety i obszary przyległe [w:] Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, Wyd. Geol., Warszawa.
- Obrębska-Starkel B., 2004, Klimat masywu Babiej Góry [w:] B. W. Wołoszyn, J. Jaworski, S. Szwarzgryk (red.), Babiogórski Park Narodowy, Monografia Przyrodnicza, Publikacje Komitetu Ochrony Przyrody PAN, Kraków.
- Ocena jakości wód powierzchniowych w województwie zachodniopomorskim w roku 2009, 2010a, WIOŚ, Szczecin.
- Ocena stanu czystości rzek województwa podlaskiego w 2009 roku (ocena wstępna), 2010b, WIOŚ, Białystok.
- Ocena stanu czystości wód podziemnych województwa dolnośląskiego w 2009 roku, 2010c, WIOŚ, Wrocław.
- Ocena stanu jednolitych części wód w zlewni Wisłoka w 2009 roku, Jakość wód powierzchniowych według badań monitoringowych, 2010d, Czysta Wisłoka, Biuletyn Informacyjny, 1/2010 (95), Tarnów.
- Okruszko H., 1991, Kształtowanie się naukowego rozpoznania Bagien Biebrzańskich jako przygotowanie decyzji do postępowania na tych terenach [w:] H. Okruszko (red.), Bagna Biebrzańskie, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych PAN, 372.
- Oleksynowa K., Komornicki T., 1996, Chemizm wód [w:] Z. Mirek (red.), Przyroda Tatrzńskiego Parku Narodowego, TPN, Kraków – Zakopane.
- Olszewski J. L., 1992, Indywidualizm klimatyczny Gór Świętokrzyskich, Rocznik Świętokrzyski, 29.
- Ostrowski M., Symonides, 1994, Słowiński Park Narodowy, SCI&ART, Warszawa.
- Pacia G., 1999, Wody podziemne Parku Narodowego Gór Stołowych [w:] M. Zgorzelski (red.), Góry Stołowe, Wyd. Dialog, Warszawa.
- Pacl J., Wit-Jóźwik K., 1974, Temperatura wód [w:] M. Konček (red.), Klimat Tatr, Veda, Bratislava.
- Paczyński B. (red.), 1995, Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000, część II, Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych, PiG, Warszawa.
- Paczyński B., 2007, Ogólna charakterystyka jednostek słodkich wód podziemnych [w:] B. Paczyński, B. Sadurski (red.), Hydrogeologia regionalna Polski, t. I, Wody słodkie, PiG, Warszawa.
- Partyka J., 1999, Powodzie w Dolinie Prądnika a ochrona Ojcowskiego Parku Narodowego [w:] Przyczyny i skutki wielkich powodzi (aspekty hydrologiczne, gospodarcze i ekologiczne), Wyd. Muzeum Przyrodnicze PAN, Kraków.
- Partyka J., 2005, Zmiany w użytkowaniu ziemi na obszarze Ojcowskiego Parku Narodowego w ciągu XIX i XX wieku, Prądnik, 15.
- Partyka J., Pociask-Karteczka J., 2008, Zasoby wodne parków narodowych w Polsce – wielkość, struktura i zagrożenia [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), Wody na obszarach chronionych, IGI&P UJ, OPN, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
- Pasierbski M., 1979, Remarks on the genesis of subglacial channels in northern Poland, Eiszeitalter und Gegenwart, 29.
- Pasierbski M., 2000, Morfogeneza południowej części rynny Jeziora Charzykowskiego [w:] Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski północnej, V Zjazd Geomorfologów Polskich, 11–14 września 2000 r. – przewodnik wycieczek terenowych, Instytut Geogr. UMK, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Toruń.
- Pasternak K., 1983, Wody powierzchniowe [w:] K. Zabierowski (red.), Park Narodowy na Babiej Górze, Przyroda i człowiek, Studia Naturae, ser. B, 29.
- Pazdro Z., 1983, Hydrogeologia ogólna, Wyd. Geol., Warszawa.
- Pelechaty M., 2006, Do physical-chemical water properties reflect the macrophyte and open water induced spatial heterogeneity of a shallow lake?, Oceanological and Hydrobiological Studies, 34(4).
- Pelechaty M., Pelechata A., 2004, Mixing and trophic status of an anthropogenically impacted shallow lake (Lake Jarosławieckie, Wielkopolski National Park) in the light of the study of the spatial heterogeneity and seasonal dynamics of the pelagial, Limnological Review, 4.
- Pelechaty M., Pelechata A., Owsiany P. M., Burchardt L., Siepak J., 2002, Badania hydrobiologiczne na terenie Wielkopolskiego Parku Narodowego, Monografia, UAM, Poznań.
- Pękacki S., Ziółkowski M., 1985, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, arkusz Piła, PiG, Warszawa.
- Pękala K., 1997, Rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego, Roczniki Bieszczadzkie, 6.
- Pęksa M., Pęksa Ł., 2006, Ośrodek czynnej ochrony płazów i gadów Jaszczurówka, TPN, Zakopane.
- Piasecka J., 1974, Zmiany hydrograficzne doliny Warty w okresie ostatnich 200 lat, Czasopismo Geogr., 45(4).
- Pierzgalski E., 2010, Operat zarządzania wodami i ochrony ekosystemów wodnych (do Planu Ochrony Białowieckiego Parku Narodowego), maszynopis, BPN, Białowieża.

- Pierzgalski E., Tyszką J., Stolarek A., 2006, Zmienność odpływu wody ze zlewni rzeki Łutowni (Puszcza Białowieska) w latach 1966–2000, *Leśne Prace Badawcze*, 1.
- Pietruszka K., 2006, Ryby w Gorczańskim Parku Narodowym – zasięg i uwarunkowania, *Ochrona Beskidów Zachodnich*, 1.
- Piotrowicz R., Klimaszuk P., 2009, Problemy z klasyfikacją stanu ekologicznego jezior o zróżnicowanych parametrach hydrograficznych i morfometryczno-zlewniowych (Jezioro Ostrowieckie, Drawieński Park Narodowy) [w:] J. K. Garbacz (red.), *Diagnozowanie stanu środowiska: metody badawcze, prognozy*, BTN, Bydgoszcz.
- Piotrowski J., Kraska M., Klimaszuk P., Joniak T., 2010, Zróżnicowanie ekosystemów jeziornych na obszarze Drawieńskiego Parku Narodowego [w:] M. Grześkowiak, B. Nowak (red.), *Dynamika procesów przyrodniczych w zlewni rzeki Drawy i Drawieńskiego Parku Narodowego*, IMGW, Poznań.
- Piotrowska H. (red.), 1997, *Przyroda Słowińskiego Parku Narodowego*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań – Gdańsk.
- Plan gospodarowania wodami dla obszaru Odry, 2008, KZGW, Kraków.
- Plenzler J., Bajorek J., Jaśkowiec B., Kołodziej A., Rzonca B., Siwek J., Wójcik S., 2010, Podziemny odpływ jednostkowy w Bieszczadach Wysokich, *Przegląd Geol.*, 58(12).
- Pociask-Karteczka J., Baścik M., Nieckarz Z., 2010, Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność odpływu ze zlewni tatrzańskich [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek. Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem*, t. I, *Nauki o Ziemi*, PTP, PTPNoZ, Oddz. Kraków, Zakopane.
- Pociask-Karteczka J., Żelazny M., 2006, Komentarz do Mapy hydrograficznej 1:50 000, arkusz Murzasichle, GUGiK, Warszawa.
- Pol W., 1869, *Obrazy z życia i natury*, serya I. z jednym drzeworytem, Kraków, w Drukarni Uniwersytetu Jagiellońskiego pod zarządem Konst. Mańkowskiego, Nakład i własność Towarzystwa Przyjaciół Oświaty, Publikacji Towarzystwa tom I.
- Poleszczuk G., 1994, *Ekosystemy wodne Wolińskiego Parku Narodowego*, Klify, 1.
- Porębski J., Szuklarek-Pawelczyk A., 2000, *Tarliska w obrębie morskich wód Wolińskiego Parku Narodowego*, Klify, 4.
- Požaryski W., 1974, *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, *Tektonika*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Prażak J., 2007, *Subregion środkowej Wisły wyżynny część centralna* [w:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.), 2007, *Hydrogeologia regionalna Polski*, t. II, *Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane*, PIG, Warszawa.
- Projekt zmiany studium uwarunkowań i kierunków zagospodarowania przestrzennego Gminy Zawoja, 2010, *Diagnoza stanu istniejącego, uwarunkowania i możliwości rozwoju*, Pracownia Urbanistyczno-Architektoniczna, Kraków.
- Radwan S. (red.), 2003, *Przyrodnicze podstawy ochrony i odnowy ekosystemów wodno-torfowiskowych w obszarze funkcjonalnym Poleskiego Parku Narodowego na tle antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego*, *Acta Agrophysica*, 91.
- Radwańska-Paryska Z., Paryski W. H., 1973, *Encyklopedia tatrzańska, Sport i Turystyka*, Warszawa.
- Rafalski J., Urbański J., 1973, *Wolin*, Wyd. Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Raj A., 2008, *Karkonoski Park Narodowy*, KPN, Jelenia Góra.
- Rajchel L., 1996, *Wody siarczkowe w okolicach Lipnicy na Orawie, Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, 52(5).
- Raport o stanie gminy Krzeszyce, 2001, *Instytut Badań i Ekspertyz Naukowych w Gorzowie Wielkopolskim*, Urząd Gminy w Krzeszycach.
- Raport o stanie gminy Krzeszyce, 2007a, *Instytut Badań i Ekspertyz Naukowych w Gorzowie Wielkopolskim*, Urząd Gminy w Krzeszycach.
- Raport o stanie gminy Krzeszyce, 2009a, *Instytut Badań i Ekspertyz Naukowych w Gorzowie Wielkopolskim*, Urząd Gminy w Krzeszycach.
- Raport o stanie środowiska w województwie zachodniopomorskim w roku 2001, 2003, WIOŚ, Szczecin.
- Raport o stanie środowiska w Wielkopolsce w 2005 roku, 2006, WIOŚ, Poznań.
- Raport o stanie środowiska województwa pomorskiego w 2006 roku, 2007b, WIOŚ, Gdańsk.
- Raport o stanie środowiska w województwie zachodniopomorskim w latach 2006–2007, 2008, WIOŚ, Szczecin.
- Raport o stanie środowiska województwa dolnośląskiego w roku 2008, 2009b, WIOŚ, Wrocław.
- Raport o stanie środowiska województwa pomorskiego w 2008 roku, 2009c, WIOŚ, Gdańsk.
- Raport o stanie środowiska w województwie zachodniopomorskim w 2008 roku, 2009d, WIOŚ, Szczecin.
- Raport o stanie środowiska w województwie podkarpackim w 2009 r., 2010, WIOŚ, Rzeszów.
- Richling A., 1985, *Regionalizacja fizycznogeograficzna województwa* [w:] *Województwo suwalskie – Studia i Materiały*, OBN Białystok, IGIPIZ PAN, Warszawa, Białystok.
- Rogalińska I., Rogaliński J., 1985, *Przejawy występowania wód podziemnych na powierzchni i wskaźnik krenologiczny w Łysogórach*, *Rocznik Świętokrzyski*, 12.
- Rotnicki K., 1995, *An outline of geomorphology and main problems of the Upper Quaternary of the Gardno-Łeba coastal plain*, *Journal of Coastal Research, Special Issue*, 22.
- Rotnicki K., 2003, *Projekt planu ochrony Słowińskiego Parku Narodowego. Operaty ochrony zasobów i walorów przyrody nieożywionej i gleb. Operat geologiczno-geomorfologiczny*, Jeleniogórskie Biuro Planowania i Projektowania, Sp. z o.o., maszynopis, SPN, Jelenia Góra.
- Rotnicki K., 2008, *Przemiany budowy geologicznej i rzeźby obszaru Słowińskiego Parku Narodowego i jego otuliny* [w:] W. Florek (red.), *Słowiński Park Narodowy. 40 lat ochrony unikatowej przyrody i kultury*, SPN, Smołdzino.

- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 23 lipca 2008 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu wód podziemnych, Dz. Ust. nr 143.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 20 sierpnia 2008 r. w sprawie sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych, Dz. Ust. nr 162.
- Rózkowski J., 2006, Wody podziemne utworów węglanowych południowej części Jury Krakowsko-częstochowskiej i problemy ich ochrony, Wyd. UŚ, Katowice.
- Ruszała M., 1977, Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Wolin i Międzywodzie, Wyd. Geol. Warszawa.
- Ruszała M., Wołowiak W., 1974, Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Świnoujście, Międzyzdroje, Wyd. Geol., Warszawa.
- Rychlikowa I., 1958, Huta szkła w dobrach Poręba Wielka (1664–1874), Kwartalnik Historii Kultury Materialnej, 6(4).
- Rzączyński G., 1721, Historia Naturalis Curiosa Regni Poloniae, część pierwsza, Sandomierz.
- Rzonca B., Kołodziej A., Laszczak E., Macior E., Plenzler J., Płaczowska E., Rozmus M., Siwek J., Ścisłowicz B., Wójcik S., Ziółkowski L., 2008, Źródła w zlewni górnej Wołosatki w Bieszczadach Wysokich, Przegląd Geol., 56(8/2).
- Rzonca B., Siwek J., 2009, Skład chemiczny wód źródeł i miak w zlewni górnej Wołosatki (Bieszczady Wysokie) [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- Rzonca B., Siwek J., 2011, red., Hydrologia Bieszczadów. Zlewnie Sanu i Solinki powyżej Jeziora Solińskiego, IGI GP UJ, Kraków.
- Rzychoń D., 1998, Wpływ opadów kwaśnych na zakwaszenie jezior Tatr Wysokich, Prace Nauk. UŚ, 1675.
- Rzychoń D., 2009, Reakcja zlewni jezior wysokogórskich na zmiany depozycji kwaśnej z atmosfery na przykładzie wybranych jezior tatrzańskich, Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok.
- Samojlik M., 2008, Szlakiem urokliwości biebrzańskiej, Agencja Turystyczno-Wyd. „Bóbr”, Białystok.
- Sarnacka Z., 1992, Stratygrafia osadów czwartorzędowych Warszawy i okolic, Prace PIG, 138, Warszawa.
- Sawicka-Kapusta K., Zakrzewska M., Bydłoń G., Pizlo A., Marek A., 2008, Zanieczyszczenie powietrza na terenie Stacji Bazowych ZMŚP w 2007 roku na podstawie koncentracji metali ciężkich i siarki w plechach porostu Hypogymnia physodes, Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 9.
- Schultes J., 1807, Intelligentzblatt der Annalen der Literatur des Österreichischen Kaiserthumes, b. 1, I, Wien.
- Siarczyński F., 1828, Obraz wieku panowania Zygmunta III Króla Polskiego i Szwedzkiego, zawierający opis osób żyjących pod jego panowaniem, Lwów.
- Sieńko A., Grygoruk M. (red.), 2003, Biebrzański Park Narodowy, BPN, Osowiec-Twierdza.
- Siepak J., 2001, Badania hydrochemiczne jezior Wielkopolskiego Parku Narodowego [w:] L. Burchardt (red.), Ekosystemy wodne Wielkopolskiego Parku Narodowego, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Sikorski M., 2009, Antropopresja i jej skutki geomorfologiczne w obrębie szlaków turystycznych w Świętokrzyskim Parku Narodowym, Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej, ŚPN, 11(4).
- Siwek J., 2004, Źródła w zlewniach Prądnika, Dłubni i Szreniawy, IGI GP UJ, Kraków.
- Siwek J., Rzonca B., 2009, Tło hydrochemiczne wód w zlewni Wołosatki w Bieszczadach Wysokich, Biuletyn PIG, 436.
- Siwek J., Rzonca B., Płaczowska E., Plenzler J., Jaśkowiec B., 2011, Aktualne kierunki badań hydrologicznych w Bieszczadach Wysokich, Roczniki Bieszczadzkie, 19.
- Siwek J., Żelazny M., 2006, Komentarz do Mapy hydrograficznej 1:50 000, arkusz Zdunia, GUGiK, Warszawa.
- Skąpski J., 2003, Wody [w:] A. Sienko, M. Grygoruk (red.), Biebrzański Park Narodowy, BPN, Osowiec-Twierdza.
- Skompski S., 1976, Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Słubice n. Odrą, Mapa utworów powierzchniowych, Wyd. Geol. Warszawa.
- Skorbiłowicz M., Skorbiłowicz E., Wojciuk Z., Winiarek P., 2008, Wpływ źródeł antropogenicznych i naturalnych na jakość wód rzeki Narewka, Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych, 37.
- Skrzypczyk L., 2006, Wody podziemne [w:] S. Przeniosło, A. Malon (red.), Bilans zasobów kopalni i wód podziemnych w Polsce. Stan na 31 XII 2005, PIG, Warszawa.
- Smolska E., Szulc-Rojan E., 2001, Budowa geologiczna i rzeźba terenu Wigierskiego Parku Narodowego [w:] Struktura i funkcjonowanie Wigierskiego Parku Narodowego, Wydział Geogr. i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Sobczynski T., Joniak T., 2009, Co zagraża ekosystemowi Jeziora Góreckiego? [w:] B. Walna, L. Kaczmarek, M. Lorenc, R. Dondajewska (red.), Wielkopolski Park Narodowy w badaniach przyrodniczych, Poznań – Jezioro.
- Soja R., 1997, Operat hydrologiczny Ojcowskiego Parku Narodowego, OPN, Ojców.
- Soja R., 2008a, Hydrologia Ojcowskiego Parku Narodowego [w:] A. Klasa, J. Partyka (red.), Monografia Ojcowskiego Parku Narodowego, Przyroda, OPN, Ojców.
- Soja R., 2008b, Woda w parkach narodowych południowej Polski [w:] J. Partyka, J. Pociask-Karteczka (red.), Wody na obszarach chronionych, IGI GP UJ, OPN, Komisja Hydrologiczna PTG, Kraków.
- Soja R., 2009, Wody [w:] A. Górecki, B. Zemanek (red.), Magurski Park Narodowy – monografia przyrodnicza, Oficyna Wyd. TEXT, Krempna – Kraków.
- Soja R., Knutelski S., Bodziarczyk J., (red.), 2010, Pieniny – Zapora – Zmiany, Monografie Pienińskie, 2, Krościenko.

- Soja R., Partyka J. 2004, Powódzie w Dolinie Prądnika [w:] J. Partyka (red.), Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, t. 1, Przyroda, OPN, Ojców.
- Sosnowski K., 1923, Babia Góra, Wierchy, 1.
- Sroczyński W., (red.), 2000, Dokumentacja warunków geologiczno-inżynierskich wokół czaszy zbiornika wodnego Krempna na rzece Wiśłoce, maszynopis, MPN, Krempna.
- Sroczyński W., Józefko U., 2002, Geochrona górnych odcinków dolin rzek beskidzkich przeznaczonych pod budownictwo wodne, Wyd. Inst. Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków.
- Stachý J. (red.), 1987, Atlas hydrologiczny Polski, Wyd. Geol., Warszawa.
- Staffa M., red., 1993, Słownik geografii turystycznej Sudetów, t. 3, Karkonosze, Wyd. PTTK „Kraj”, Warszawa.
- Stan środowiska w województwie podkarpackim w latach 2000–2007, 2008, WIOŚ, Rzeszów.
- Stan środowiska w województwie podkarpackim w roku 2005, 2006, WIOŚ, Rzeszów.
- Starkel L., 1972, Karpaty zewnętrzne [w:] M. Klimaszewski (red.), Geomorfologia Polski, t. I, PWN, Warszawa.
- Staśko S., Michniewicz M., 2007, Subregion Sudetów [w:] B. Paczyński, A. Sadurski (red.), Hydrogeologia regionalna Polski, Wody Śłodkie, t. I, PiG, Warszawa.
- Stęć T., Walczak W., 1962, Karkonosze. Monografia krajoznawcza, Sport i Turystyka, Warszawa.
- Stępień M., 2010, Chemizm wód źródeł Drawieńskiego Parku Narodowego [w:] M. Grzeškowiak, B. Nowak (red.), Dynamika procesów przyrodniczych w zlewni rzeki Drawy i Drawieńskiego Parku Narodowego, IMGW, Poznań.
- Sutek M., 1974, Zmienność wpływów i próba bilansu wodnego małej zlewni karpackiej na przykładzie zlewni Zapalacza w Gorcach, praca magisterska, Zakład Hydrologii IGiGP UJ, Kraków.
- Szajda J., 1989, Ewapotranspiracja potencjalna jako wskaźnik ewapotranspiracji rzeczywistej łąki i pastwiska na glebie torfowo-murzwowej, Zeszyty Problemowe Postępu Nauk Rolniczych, 390.
- Szarek B. W., 1989, Kotlina Jeleniogórska, PTTK, Warszawa – Kraków.
- Szczęśny B., 1990, Benthic macroinvertebrates in acidified streams of the Świętokrzyski National Park (Central Poland), Acta Hydrobiologica, 32, 1–2.
- Szczęśny B., 1991, Skład chemiczny wód źródlanych Gorców i Doliny Kamienicy Gorczańskiej, rękopis, GPN, Poręba Wielka.
- Szelewicka A., 2000a, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Smołdzino, PiG, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.
- Szelewicka A., 2000b, Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, arkusz Smołdziński Las, PiG, Oddział Geologii Morza, Gdańsk.
- Szenfeld M., Czarniecka P., Masłowska M., Parada T., 2010, Stan środowiska w Powiecie Sulęcińskim, WIOŚ, Zielona Góra, Delegatura w Gorzowie Wielkopolskim, Gorzów Wielkopolski.
- Szmeja J., Bociąg K., 2004, The disintegration of populations of underwater plants in soft water lakes enriched with acidic organic matter, Acta Societatis Botanicorum Poloniae, 73(2).
- Szmeja J., Chmara R., 2006, Jeziora lobeliowe Parku Narodowego „Bory Tucholskie” [w:] G. Kowalewski, K. Milecka (red.), Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie, PNB, Charzykowy.
- Szyper H., Gołdyn R., 2002, Role of a catchment area in the transport of nutrients to the lakes in the Wielkopolska National Park in Poland, Lakes & Reservoirs, Research and Management, 7.
- Szyper H., Romanowicz W., Gołdyn R., 2001, Zagrożenie jezior Wielkopolskiego Parku Narodowego przez czynniki zewnętrzne [w:] L. Burchardt (red.), Ekosystemy wodne Wielkopolskiego Parku Narodowego, Wyd. UAM, Poznań
- Ślącza A., 1968a, Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Tylawa, Wyd. Geol., Warszawa.
- Ślącza A., 1968b, Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Zborów, Wyd. Geol., Warszawa.
- Ślącza A., 2009, Budowa geologiczna [w:] A. Górecki, B. Zemanek (red.), Magurski Park Narodowy – monografia przyrodnicza, Oficyna Wyd. TEXT, Krempna – Kraków.
- Ślącza A., Żytko K., 1978, Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Łupków, IG, Warszawa.
- Śpiewakowski E. R., Śpiewakowska F., 1989, Słowiński Park Narodowy, Wyd. PTTK „Kraj”, Warszawa.
- Tobolski K., 2000, Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych, Vademecum Geobotanicum, 2, PWN, Warszawa.
- Tobolski K., 2006, Wprowadzenie do przyrody Parku Narodowego „Bory Tucholskie” [w:] G. Kowalewski, K. Milecka (red.), Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie, PNB, Charzykowy.
- Tobolski K., Lamentowicz M., Kowalewski G., 2006, Szlak torfowisk kotłowych [w:] G. Kowalewski, K. Milecka (red.), Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie, PNB, Charzykowy.
- Tobolski K., Mocek A., Dzięciołowski W., 1997, Gleby Słowińskiego Parku Narodowego w świetle historii roślinności podłoża, Homini, Bydgoszcz – Poznań.
- Tokarski A., 1975, Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych, Studia Geologica Polonica, 48.
- Towpasz K., Zemanek B., 1995, Szata roślinna [w:] J. Warszzyńska (red.), Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność, UJ, Kraków.
- Traczyk A., 2009, Złodowacenie Śnieżnych Kottów w Karkonoszach Zachodnich w świetle analizy morfometrycznej oraz GIS, Opera Corcontica, 46.
- Trafas K., (red.), 1985. Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego, PTP, PTPNoZ, Oddz. Kraków, Kraków – Zakopane.
- Trojanowski J., 2003, Charakterystyka hydrochemiczna [w:] Z. Mudryk (red.), Jezioro Gardno, Wyd. PAP, Słupsk.

- Walczak W., 1968, *Sudety*, PWN, Warszawa.
- Wałydkowski P., 2006, Wpływ dróg górskich na dynamikę procesów morfogenetycznych w rejonie Turbacz, *Ochrona Beskidów Zachodnich*, 1, Poręba Wielka.
- Werpachowski C., 2005, Świat roślin naczyniowych Kotliny Biebrzy i Biebrzańskiego Parku Narodowego [w:] A. Dyrz, C. Werpachowski (red.), *Przyroda Biebrzańskiego Parku Narodowego*, BPN, Osowiec-Twierdza.
- Wicik B., 2002a, Funkcjonowanie poszczególnych typów krajobrazu i ich rola w obiegu pierwiastków biogenych [w:] B. Nowicka (red.), *Plan Ochrony Parku Narodowego „Bory Tucholskie”*. Operat biogeochemii krajobrazu i zasobów wodnych, PNBT, Charzykowy.
- Wicik B., 2002b, Zarys cech geomorfologicznych i litologicznych PNBT [w:] B. Nowicka (red.), *Plan Ochrony Parku Narodowego „Bory Tucholskie”*. Operat biogeochemii krajobrazu i zasobów wodnych, maszynopis, PNBT, Charzykowy.
- Więckowski K., 1988, Stosunki wodne i ewolucja systemu jezior [w:] A. S. Kostrowicki (red.), *Studium geoeologiczne rejonu jezior wigierskich*, *Prace Geogr. PAN*, 147.
- Wilgat T., 1954, Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie, *Annales UMCS*, s. B, VIII.
- Wilgat T., 1963, Budowa geologiczna, rzeźba i wody Polesia Lubelskiego [w:] T. Wilgat (red.), *Polesie Lubelskie*, Wyd. Lubelskie, Lublin.
- Wilgat T., 1965, Mapa geomorfologiczna zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego, UMCS, Lublin.
- Wilgat T., Michalczyk Z., 1987, Stosunki wodne w rejonie Roztoczańskiego Parku Narodowego, *Ochrona Przyrody*, 45.
- Wilgat T., Michalczyk Z., Paszczyk J., 1984, Płytkie wody podziemne w obszarze związanym z centralnym rejonem Lubelskiego Zagłębia Węglowego, Wyd. UMCS, Lublin.
- Wilgat T., Michalczyk Z., Turczyński M., Wojciechowski K., 1992, Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie, *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjogr. PAN*, 19.
- Winnicki T., Zemanek B., 2009, *Przyroda Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, BdPN, Ustrzyki Dolne.
- Wiszniewski J., Chełchowski W., 1987, Regiony klimatyczne [w:] *Atlas hydrologiczny Polski*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Wiślińska Z., Wiśliński A., 1994, Tatrzańskie firn i lód w liczbach, *Tatry*, 4.
- Witczak S., 1994, Monitoring jakości wód podziemnych w dorzeczu górnej Wisły, maszynopis, Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód AGH, Kraków.
- Witek K., 2002, Komentarz do Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000, arkusz Wetlina, PiG, Warszawa.
- Wit-Józwick K., 1974, *Hydrografia Tatr Wysokich*. Objąsnienia do Mapy hydrograficznej Tatr Wysokie 1:50 000, *Dokumentacja Geogr.*, 5.
- Wit-Józwick K., Ziemońska Z., 1962, *Hydrografia Tatr Polskich* [w:] W. Szafer (red.), *Zakład Ochrony Przyrody PAN*, Wyd. Popularnonaukowe, 21.
- Wnuk Z., Kłos S., 1999, *Plan Ochrony MPN – Operat Zagospodarowania Turystycznego MPN, część I*, maszynopis, MPN, Krempna.
- Wojdan D., Dybska I., Gorkiewicz D., Jońca J., Podlaski R., 2002, Ścieżka przyrodnicza „Stawy Biskupie” w Bodzentynie, *ŚPN, Bodzentyn*.
- Wolnomiejski N., 2000, Stan degradacji ekologicznej i możliwości rekultywacji jeziora Wiczo Małe, *Zachodniopomorski Kongres Nauki na przełomie XX i XXI wieku*, 14–15 XII 2000, Szczecin.
- Wrońska D., 2006, Wykształcenie i funkcjonowanie lejów źródłiskowych potoków gorczańskich, *Ochrona Beskidów Zachodnich*, 1, GPN, Poręba Wielka.
- Wrońska-Wałach D., 2010, Wykształcenie i funkcjonowanie lejów źródłowych w górach średnich (na przykładzie wybranych obszarów w Karpatach fliszowych), praca doktorska, Zakład Geomorfologii IGIGP UJ, Kraków.
- Wróbel S., 2002, *Turystyka w Pienińskim Parku Narodowym* [w:] J. Partyka (red.), *Użytkowanie turystyczne parków narodowych*, Instytut Ochrony Przyrody PAN, OPN, Ojców.
- Wróbel S., Wójcik D., 1989, Zakwaszenie wód w Świętokrzyskim Parku Narodowym i w Rezerwacie Przyrody na Baraniej Górze [w:] S. Wróbel (red.), *Zanieczyszczenie atmosfery a degradacja wód*, Kraków.
- Wrzesiński D., 2007a, Komentarz do Mapy hydrograficznej 1:50 000, arkusz Międzyzdroje, GUGiK, Warszawa.
- Wrzesiński D., 2007b, Komentarz do Mapy hydrograficznej 1:50 000, arkusz Wolin, GUGiK, Warszawa.
- Wysokiński A., 2000, Ichtiofauna i jej ochrona w wodach Wolińskiego Parku Narodowego w obszarze estuarium Odry, *Klify*, 4.
- Zabiegała B., 2002, Oznaczanie zawartości węgla całkowitego, całkowitego węgla organicznego oraz węgla nieorganicznego w próbach środowiskowych z kulometrycznym oznaczeniem końcowym., PG, Gdańsk.
- Zalewski P. (red.), 2008, *Parki Narodowe i Krajobrazowe w Polsce*. *Nawigator turystyczny*, Carta Blanca, Warszawa.
- Zdanowski B., Stawecki K., 2004, Zagrożenia antropogeniczne jezior [w:] B. Zdanowski, A. Hutorowicz, W. Białokoz (red.), *Ekosystemy wodne Parku Narodowego „Bory Tucholskie”*, Wyd. IRS, Olsztyn.
- Zdanowski B., Stawecki K., Prusik S., Hutorowicz J., 2004, Fizykochemiczne właściwości wód [w:] B. Zdanowski, A. Hutorowicz, W. Białokoz (red.), *Ekosystemy wodne Parku Narodowego „Bory Tucholskie”*, Wyd. IRS, Olsztyn.
- Zgorzelski M., 1999a, Cele ochrony Parku Narodowego Gór Stołowych [w:] M. Zgorzelski (red.), *Góry Stołowe*, Wyd. Dialog, Warszawa.
- Zgorzelski M., 1999b, *Góry Stołowe* [w:] M. Zgorzelski (red.), *Góry Stołowe*, Wyd. Dialog, Warszawa.
- Zgorzelski M., 1999c, *Zagrożenia przyrody w PNGS* [w:] M. Zgorzelski (red.), *Góry Stołowe*, Wyd. Dialog, Warszawa.
- Ziemońska Z., 1973, Stosunki wodne w Polskich Karpatach Zachodnich, *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 103.
- Ziętkowiak Z., 2005a, Mapa hydrograficzna 1:50 000, arkusz Kostrzyń nad Odrą, GUGiK, Warszawa.

- Ziętkowiak Z., 2005b, Mapa hydrograficzna 1:50 000, arkusz Słońsk, GUGiK, Warszawa.
- Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa „Pożary” w Kampinoskim Parku Narodowym, 1999, IOŚ, Warszawa.
- Znosko J., 1993, Pokrywa osadowa Augustowszczyzny i Suwalszczyzny (wykształcenie, stratygrafia i rozprzestrzenienie), Przewodnik 65 Zjazdu PTGeol. Na Ziemi Suwalskiej, PIG, Warszawa.
- Zuber A., Małecki J. J., Duliński M., 2008, Groundwater ages and altitude of recharge areas in the Polish Tatra Mts. as determined from ^3H , $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ data, Geol. Quarterly, 52(1).
- Żarnowiecki G., 1991, Opady atmosferyczne Wyżyny Środkowomazowieckiej, Studia Kieleckie, Kielce, 2(70).
- Żelazny M., Kasina M., Siwek J., Siwek J. P., Kot M., 2008, Czynniki kształtujące sezonowe zmiany składu chemicznego wód potoków tatrzańskich, XV Ogólnopolska Konferencja pt. Chemizm opadów atmosferycznych, wód powierzchniowych i podziemnych, Wyd. UŁ, Łódź.
- Żóciak J., 2004, Budownictwo młynarskie na terenie Ojcowskiego Parku Narodowego. Wybrane problemy architektury [w:] J. Partyka (red.), Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, t. 2, Kultura, OPN, Ojców.
- Żurek S., 2005a, Warunki obiegu wody w zlewni potoku Głębokiego (Bieszczady), praca magisterska, Zakład Hydrologii IGiGP UJ, Kraków.
- Żurek S., 2005b, Rzeźba i budowa geologiczna doliny Biebrzy [w:] A. Dyrz, C. Werpachowski (red.), Przyroda Biebrzańskiego Parku Narodowego, BPN, Osowiec-Twierdza.
- www.broumovsko.ochranaprirody.cz
- www.chocholowska.zakopane.pl
- www.eko.kudowa.pl
- www.krakow.pios.gov.pl
- www.natura2000.gdos.gov.pl
- www.parki.pl
- www.pnngs.com.pl
- www.pnujsciewarty.gov.pl
- www.poleskipn.pl
- www.psh.gov.pl
- www.ramsar.org
- www.wielkopolskipn.pl
- www.wigry.win.pl
- www.wios.lublin.pl
- www.wios.warszawa.pl
- www.wolinpn.pl

Autorzy

Anna Andrzejewska – Kampinoski Park Narodowy

Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska – Uniwersytet Gdański, Katedra Limnologii

Stefan Bartoszewski – Uniwersytet Marii Skłodowskiej-Curie, Zakład Hydrologii

Tadeusz Biernat – Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Zakład Hydrologii i Geoinformacji

Robert Bogdanowicz – Uniwersytet Gdański, Katedra Hydrologii

Adam Choiński – Uniwersytet Adama Mickiewicza, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej

Tadeusz Ciupa – Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Zakład Hydrologii i Geoinformacji

Elżbieta Gorczyca – Uniwersytet Jagielloński, Zakład Geomorfologii

Andrzej Górniak – Uniwersytet w Białymstoku, Zakład Hydrobiologii

Ireneusz Izydorek – Słowiński Park Narodowy

Elżbieta Jekatierynczuk-Rudczyk – Uniwersytet w Białymstoku, Zakład Hydrobiologii

Paweł Jokiel – Uniwersytet Łódzki, Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej

Małgorzata Karczewska – Białowieski Park Narodowy

Marek Kot – Tatrzański Park Narodowy

Kazimierz Krzemień – Uniwersytet Jagielloński, Zakład Geomorfologii

Judyta Lasek – Uniwersytet Jagielloński, Zakład Hydrologii

Maciej Lenartowicz – Uniwersytet Warszawski, Zakład Hydrologii

Adam Łajczak – Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Zakład Paleogeografii, Geoekologii i Ochrony Przyrody

Agnieszka E. Ławniczak – Uniwersytet Przyrodniczy w Poznaniu, Katedra Ekologii i Ochrony Środowiska

Sylwia Machula – Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie, Zakład Hydrochemii i Biologicznych Zasobów Wód

Włodzimierz Marszelewski – Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej

Krzysztof R. Mazurski – Politechnika Wrocławska, Katedra Planowania Przestrzennego

Zdzisław Michalczyk – Uniwersytet Marii Skłodowskiej-Curie, Zakład Hydrologii

Katarzyna Mięsiak-Wójcik – Uniwersytet Marii Skłodowskiej-Curie, Zakład Hydrologii

Barbara Nowicka – Uniwersytet Warszawski, Zakład Hydrologii
Józef Partyka – Ojcowski Park Narodowy
Joanna Pociask-Karteczka – Uniwersytet Jagielloński, Zakład Hydrologii
Mariusz Ptak – Uniwersytet Adama Mickiewicza, Zakład Hydrologii i Gospodarki Wodnej
Bartłomiej Rzonca – Uniwersytet Jagielloński, Zakład Hydrologii
Janusz Siwek – Uniwersytet Jagielloński, Zakład Hydrologii
Urszula Somorowska – Uniwersytet Warszawski, Zakład Hydrologii
Roman Soja – Uniwersytet Pedagogiczny im. Komisji Edukacji Narodowej, Zakład Geografii Fizycznej
Agnieszka Strzelczak – Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie, Zakład Inżynierii Procesowej i Maszynoznawstwa
Roman Suligowski – Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Zakład Hydrologii i Geoinformacji
Przemysław Tomalski – Uniwersytet Łódzki, Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej
Marek Turczyński – Uniwersytet Marii Skłodowskiej-Curie, Zakład Hydrologii
Dominika Wrońska-Wałach – Uniwersytet Jagielloński, Zakład Geomorfologii