

**ŚLADAMI ŁĄDOŁODU
w WIELKOPOLSKIM
PARKU NARODOWYM**





Dofinansowano ze środków
Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej w Poznaniu

Projekt i tekst: Michał Lorenc

Rysunki i fotografie: Michał Lorenc

Fotografie lotnicze na stronie 7: Jarosław Wyczyński

Korekta: Małgorzata Duda / dudowie.pl

Źródła map:

strona 2: Jania J. 1996. Zrozumieć lodowce, Wyd. Naukowe PWN (ze zmianami),
strona 3: Stankowski W. 1996. Wstęp do geologii kenozoiku, Wyd. Naukowe UAM (ze zmianami),
strona 10: www.zycieaklimat.edu.pl (ze zmianami),
strona 13: Kondracki J. 2002. Geografia regionalna Polski, Wyd. Naukowe PWN (ze zmianami),
okładka strona 3: Wielkopolski Park Narodowy,
okładka strona 4: Wielkopolski Park Narodowy (ze zmianami).

Przygotowanie do druku: Michał Lorenc

Druk: Zakład Graficzny UAM w Poznaniu, ul. Wieniawskiego 1

Informator przygotowano w Stacji Ekologicznej UAM w Jeziorach. Informator jest również dostępny na stronie internetowej Stacji: www.amu.edu.pl/jeziory

Informator przygotowano jako materiał edukacyjny, w celu jego nieodpłatnej dystrybucji wśród uczniów i studentów w Stacji Ekologicznej UAM w Jeziorach.

Reprodukcja i wykorzystanie rysunków, fotografii oraz tekstu wyłącznie z podaniem ich źródła.

Zdjęcie na okładce:

Szlak turystyczny nad Jeziorem Góreckim w Wielkopolskim Parku Narodowym (foto: Michał Lorenc)

Wielkopolski Park Narodowy - informacje z historii

Dzień **16 kwietnia 1957** roku zwieńczył trwające 35 lat starania o prawną ochronę przyrody tego wyjątkowego obszaru – w tym dniu utworzono Wielkopolski Park Narodowy. Walory przyrodnicze obszaru dzisiejszego parku dostrzegł już na początku lat dwudziestych ubiegłego wieku botanik, profesor Uniwersytetu Poznańskiego, **Adam Wodziczko** (1887-1948). Podjął on starania o jego prawną ochronę poprzez utworzenie Wielkopolskiego Parku Przyrody, a ich początek wyznacza 1922 rok. Z uwagi na dużą ilość, różnorodność i świetny stan zachowania form rzeźby polodowcowej obszar parku nazywał „**żywym muzeum form polodowcowych**”. Zwrócił również uwagę na bogatą roślinność tego terenu i potrzebę ochrony jego lasów. Starania o prawną ochronę przyrody tego miejsca nie były łatwe. Wystarczy zdać sobie sprawę, że w Polsce nie istniał w owych latach żaden park narodowy. Taka forma ochrony przyrody nie była tak znana i stosowana jak obecnie. W związku z tym, do wybuchu II wojny światowej możliwe było wyłącznie objęcie ochroną rezerwatową miejsc wyróżniających się swoją rzeźbą i najmniej przekształconymi lasami. Taką formą ochrony objęto otoczenie jeziora Kociołek i obszar w południowo-wschodniej części Jeziora Góreckiego (Leśnictwo Ludwikowo) oraz fragmenty doliny Warty (Leśnictwo Puszczykowo), tworząc rezerваты częściowe o powierzchni odpowiednio 239 ha i 188 ha. Symboliczne otwarcie Wielkopolskiego Parku Narodowego odbyło się w dniu **16 kwietnia 1932**. W kolejnych latach z intensywnego gospodarowania wyłączano kolejne fragmenty lasów, głównie w otoczeniu Jeziora Góreckiego. Po II wojnie światowej, choć formalnie park ciągle nie istniał, opracowano projekt jego powiększenia. Prace nad oficjalnym powołaniem parku przerwała nieoczekiwana śmierć profesora Wodziczki. Dopiero 9 lat później, dzięki dalszym zabiegom i determinacji jego współpracowników i przy poparciu społeczeństwa, utworzono Wielkopolski Park Narodowy, jako siódmy z kolei park narodowy w Polsce.



Szlak wiodący do Jeziora Góreckiego

Na mocy rozporządzenia Rady Ministrów z 22 października 1996 roku w pewnym zakresie zmieniono wcześniejsze granice parku, wyznaczając jednocześnie jego otulinę. Obecnie powierzchnia parku wynosi 7584 ha. W parku utworzono 18 obszarów ochrony ścisłej o łącznej powierzchni 260 ha.

Od kilku lat Wielkopolski Park Narodowy znajduje się w granicach dwóch obszarów **Natura 2000**: „Ostoja Wielkopolska” i „Ostoja Rogalińska”. Dzięki temu ranga ochronna obszaru parku znacznie wzrosła. Pomimo to ciągle podlega on bardzo silnej presji człowieka.

Naszym zadaniem jest skuteczna ochrona przyrody parku!

Krótką historią zamiast wstępu

Wydarzeniem, które w decydujący sposób wpłynęło na współczesną rzeźbę powierzchni terenu w parku, a także rzeźbę północnej i środkowej Wielkopolski, jak również około 30% powierzchni dzisiejszej Polski, było **nadejście a następnie ustąpienie ostatniego lądolodu skandynawskiego (złodowacenie północnopolskie)**. Z rzeźbą polodowcową związane jest występowanie specyficznych osadów pozostawionych przez lądolód i jego wody roztopowe. Czynniki te wywarły ogromny wpływ na późniejsze kształtowanie się zbiorników wodnych, biegu rzek, a nawet występowanie wód podziemnych. Te uwarunkowania podłoża wraz z szybko postępującymi zmianami klimatu w kolejnych tysiącach po zaniku lądolodu determinowały charakter powstających gleb, co z kolei wpływało na roślinność zasiedlającą uwolnione spod lądolodu obszary.

Cofnijmy się jednak w wyobraźni wstecz o około 25 000 lat. Jest **plejstocen** – epoka w historii Ziemi tworząca wraz z obecnym **holocenem** okres zwany **czwartorzędem**. Plejstocen wyróżniał się częstymi i silnymi zmianami klimatu. W trakcie jego ochłodzeń kilkakrotnie dochodziło do powstania w Skandynawii lądolodu, który w sprzyjających warunkach szybko się rozwijał, obejmując swym zasięgiem nawet obszar dzisiejszej Polski. To tzw. **okresy glacialne** (glacjały). W trakcie ociepleń klimatu zasięg lądolodu zmniejszał się, a niejednokrotnie lądolód całkowicie ulegał wytopieniu. To tzw. **okresy interglacialne** (interglacjały). 25 000 lat temu po raz kolejny i już ostatni w plejstocenie klimat podlegał silnemu i szybkiemu ochłodzeniu. Średnia temperatura w lipcu na obszarze Polski spadła poniżej 5°C (obecnie wynosi około 18°C, a na północy Norwegii około 10°C). Na północy Skandynawii już od dłuższego czasu było znacznie zimniej. Zimy stawały się tam coraz dłuższe, bardziej mroźne i śnieżne, a lata coraz krótsze i chłodniejsze. Ogromne masy śniegu gromadzące się w czasie kolejnych zim nie wytapiały się podczas krótkiego i chłodnego lata. Gromadziły się

więc przez kolejne setki lat, pokrywając znaczną część Skandynawii. Z czasem głębiej zalegające warstwy śniegu zaczęły się przekształcać w lód, tworząc **lodowiec**, który wraz z upływem czasu zwiększał swoją grubość (**miąższość**) oraz zasięg, pokrywając całą Skandynawię. Stąd lodowiec ten nazywamy **lądolodem skandynawskim**. Jego centrum znajdowało się na obszarze dzisiejszej Zatoki Botnickiej. Ze średnią prędkością do 0,5 m na dobę lądolód zbliżał się do obszaru dzisiejszej Polski.



Przybliżony zasięg ostatniego lądolodu (barwa niebieska) i lądolodu o największym zasięgu w plejstocenie (b. biała)

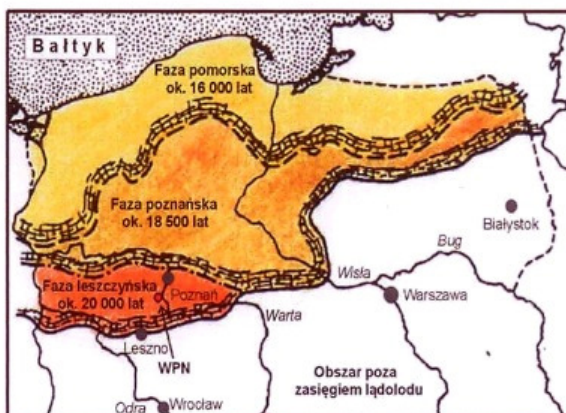
Odległość dzielącą południową Szwecję od Wielkopolskiego Parku Narodowego pokonał w przeciągu około 2000 lat. Swój maksymalny zasięg łądolód uzyskał około 20 000 lat temu, osiągając miejsce, w którym dziś znajduje się Leszno (ok. 45 km na południe od parku). To **faza leszczyńska**

Łądolód to lodowiec pokrywający znaczne obszary kontynentu. Obecnie na Ziemi są dwa łądolody: grenlandzki i antarktyczny.

złodowacenia północnopolskiego. W tym okresie obszar dzisiejszego parku znajdował się pod przykryciem łądolodu, którego miąższość minimalna wynosiła 300 m, a maksymalna mogła sięgać nawet 900 m. Przyjmując średnią miąższość rzędu 600 m, oznacza to, że 20 000 lat temu obszar parku znajdował się pod warstwą lodu, której grubość równała się sześciu boiskom piłkarskim, ustawionym w pionie jedno na drugim! Na północy Skandynawii grubość łądolodu przekraczała 3,5 km! Na obszarze parku średnia temperatura lipca na powierzchni lodu wynosiła wówczas około 5°C, ale średnia stycznia mogła spadać do -25°C (na północy Finlandii i Norwegii średnia ta sięga obecnie -18°C). Krajobraz miejsca, w którym obecnie znajduje się park, przypominał współczesne krajobrazy Grenlandii lub Antarktydy.

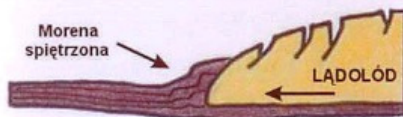
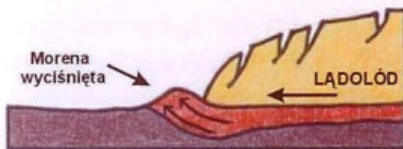
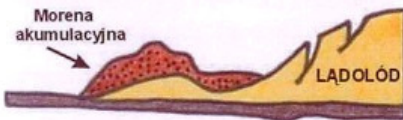
Postój łądolodu na linii jego maksymalnego zasięgu, na wysokości Leszna, nie trwał długo. Postępujące ocieplenie klimatu sprawiało, że tempo jego wytopiania coraz częściej przewyższało napływ lodu z północy. Mówimy, że **bilans masy lodowca** był ujemny – więcej jego lodu ubywało niż przybywało. W efekcie łądolód wytapiał się, zanikał – był w recesji.

Mniej więcej 1500 lat po uzyskaniu maksymalnego zasięgu, zatem około 18 500 lat temu, czoło zanikającego łądolodu zatrzymało się na wysokości Poznania. To **faza poznańska złodowacenia**. Około 16 000 lat temu, po cofnięciu się o kolejne kilkadziesiąt, a miejscami znacznie ponad 100 km na północ, czoło łądolodu powtórnie ustabilizowało swoje położenie. To **faza pomorska złodowacenia**. Z obszaru Polski łądolód ustąpił około 13 000 lat temu. Ostatecznie zanikł tam, gdzie powstał – na północy Skandynawii, około 9000 lat temu. Cały zanik łądolodu trwał zatem około 10 000 lat. Mniej więcej tyle samo trwał rozwój czasy lodowej, aż po uzyskanie jej maksymalnego zasięgu (faza leszczyńska). Rozwój i zanik łądolodu zajął więc około 20 000 lat. Rzeźba polodowcowa i polodowcowe osady to swego rodzaju tropy łądolodu, pozwalające śledzić rozwój i zanik lodowego giganta. Duże możliwości w tym zakresie daje obszar parku. Jak już wiemy, to żywe muzeum form polodowcowych.



Moreny

Morena czołowa należy do największych i najbardziej czytelnych w terenie form rzeźby polodowcowej. Jest to wzniesienie o wysokości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Moreny powstawały przed czołem lądolodu, stąd termin morena *czołowa*. Z tego też powodu zwykle spotykamy ciągi wzniesień morenowych. Ponieważ powstały one przed czołem lądolodu, dobrze wyznaczają jego maksymalny zasięg – linię, do której dotarł lądolód. Wyznaczają też linie, na których przez dłuższy czas stagnowało czoło zanikającego lądolodu (wspomniane fazy zlodowacenia). Powstaniu moreny czołowej sprzyjają różne procesy, stąd wyróżniono trzy zasadnicze typy moren.



Morena akumulacyjna: powstaje z wytopienia materiału skalnego z lodowca podczas jego postoju – dłuższej stagnacji jego czoła w określonym miejscu. Tam, gdzie wyznacza maksymalny zasięg lodowca, nosi nazwę moreny końcowej. W miejscach, w których jest zapisem postoju lodowca w czasie jego recesji, zwana jest moreną recesyjną.

Morena wyciśnięta: powstaje w wyniku wyciśnięcia przez lodowiec materiału skalnego z podłoża.

Morena spiętrzona: powstaje przed nasuwającym się czołem lodowca w wyniku spiętrzenia zalegającego na jego drodze materiału skalnego. Wysokość takich moren czołowych może sięgać 100 metrów.



Moreny czołowe Wału Pożegowskiego od strony pradoliny

Na fotografii zwróć uwagę na widoczną na pierwszym planie Pradolinę Warszawsko-Berlińską. Jest to nisko położony i płaski obszar ciągnący się na linii wschód-zachód. Na jego tle wyróżniają się wzniesienia wyciśniętych moren czołowych Wału Pożegowskiego, które stanowią południową granicę parku (porównaj z mapą fizyczną parku na okładce).

Moreny czołowe w Wielkopolskim Parku Narodowym

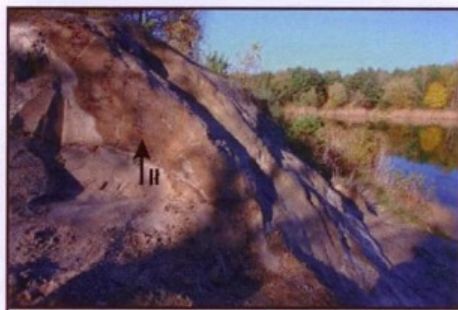
Cofnijmy się w czasie o 3-5 milionów lat – do epoki zwanej **pliocenem**. Wielkopolskę pokrywało wówczas olbrzymie jeziorzysko, do którego wpływały liczne rzeki. Od strony południowej były to rzeki płynące z pasa wyżyn i gór (Sudety, Karpaty), a od strony północnej rzeki płynące z obszaru Pomorza Zachodniego, Litwy, a także ze Skandynawii (Bałtyk jeszcze nie istniał). Rzeki wносиły do jeziora różne osady, jak żwir, piasek, a także bardzo drobną zawieszinę ilastą (ziarna iłu posiadają średnicę poniżej 0,002 mm). Drobną zawieszinę gromadziły się na dnie jeziora, tworząc z czasem warstwę o miąższości przekraczającej w wielu miejscach 100 metrów. Zalega ona obecnie pod znaczną częścią Wielkopolski. Jest to tzw. **ił poznański**.

Gdy znacznie później, w plejstocenie, na obszar Wielkopolski nasuwał się lądolód, swoim ciężarem wyciskał plastyczny **ił poznański** na powierzchnię, z głębokości nawet 80 metrów. W ten sposób powstały wzniesienia moren

wyciśniętych w południowej części parku, tworząc tzw. **Wał Pożegowski**. Są to najwyższe wzniesienia w południowym sąsiedztwie Poznania. Ciągają się pomiędzy Jeziorem Dymaczewskim a Mosiną. Kulminację wału stanowi **Osowa Góra** osiągająca 132 m n.p.m. Moreny Wału Pożegowskiego wznoszą się na 60-70 metrów ponad dno sąsiadującej z nimi pradoliny i doliny Warty. Dlatego też są szczególnie czytelne w rzeźbie od strony południowej (zdjęcie strona 4) i wschodniej (spójrz również na zdjęcie na stronie 19 i mapę fizyczną parku na okładce).

İł poznański był eksploatowany na Osowej Górze do połowy XX wieku. W wyniku naruszenia poziomu wód podziemnych w trakcie eksploatacji wyrobisko zostało zalane wodą. W ten sposób na szczycie najwyższego wzniesienia Wału Pożegowskiego powstał duży i głęboki zbiornik wodny. Zwróć uwagę na tę wyjątkową sytuację – rzadko spotykamy zbiorniki wodne na szczytach wzniesień!

Najwyższe wzniesienie Poznania, Góra Moraska (154 m n.p.m.) jest również moreną czołową. Powstała w fazie poznańskiej zlodowacenia, około 18 000 lat temu.



İł poznański w wyrobisku na Osowej Górze



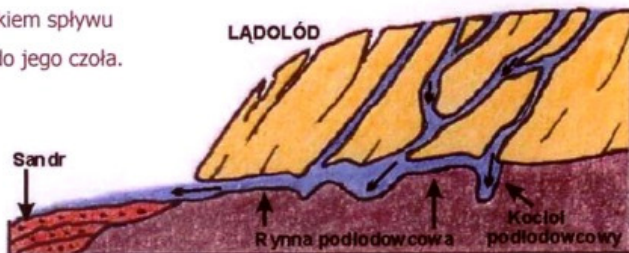
Osowa Góra - kulminacja Wału Pożegowskiego

Rynna podlodowcowa

Gdy lądolód się topił (**ablacja lodowca**), powstawały ogromne ilości wód roztopowych (**wody ablacyjne**). Płynęły one po powierzchni lądolodu (**wody supraglacialne**), w jego wnętrzu, wykorzystując spękania i szczeliny (**wody inglacialne**), jak również pod lądolodem (**wody subglacialne**), gdzie tworzyły **rzeki podlodowcowe** (subglacialne) płynące w kierunku czoła lądolodu. Rzeki te erodowały w podłożu swoje koryta, czyli **ryny podlodowcowe (subglacialne)**. Są to wydłużone obniżenia o stromych zboczach i nierównym dnie.

Ich orientacja jest zgodna z kierunkiem spływu rzek pod lądolodem i prostopadła do jego czoła.

Rzeka podlodowcowa eroduje rynnę subglacialną i kocioł podlodowcowy, a na przedpolu lądolodu usypuje stożki sandrowe.



Po ustąpieniu lądolodu w obniżeniach rynien podlodowcowych powstawały **jeziora rynnowe**.

Kształt tych jezior wynika z kształtu rynien podlodowcowych. Są więc również silnie wydłużone i głębokie, o nierównym dnie (wyraźne przegłębienia i wyniesienia dna). Często w jednej rynnzie podlodowcowej znajduje się ciąg wielu jezior, występujących jedno za drugim.

Najdłuższym jeziorem rynnowym w Polsce i jednocześnie szóstym pod względem powierzchni jest Jeziorak. Jego długość wynosi 27,5 km, a powierzchnia 34,6 km². Jezioro znajduje się na Pojezierzu Iławskim.

Rynny podlodowcowe w Wielkopolskim Parku Narodowym

Rynny subglacialne są bardzo ważnym elementem rzeźby parku. Rozcinają jego powierzchnię z północnego zachodu na południowy wschód. Dzięki ich obecności obszar parku wyróżnia występowanie licznych jezior, które tworzą wyraźne ciągi (mapa fizyczna parku). Najlepiej wykształcona jest rynna Jeziora Witobelskiego i Łódzko-Dymaczewskiego (największe jezioro parku). Zauważ na mapie, że w tej samej rynnzie znajdują się Jezioro Tomickie i Trzcielińskie. Wykorzystuje ją także przepływająca przez te jeziora rzeka Samica. Odgałęzieniem tej rynnny jest rynna jezior: Dębno, Bochenek i Lipno. Kolejną rynną podlodowcową jest rynna jezior: Góreckiego, Kociołek i Budzyńskiego. Ta rynna najgłębiej wcina się w podłoże, a Jezioro Góreckie jest najgłębszym jeziorem Parku (17 m). Rynna ta posiada bardzo strome stoki. Dwie powyższe rynnny uchodzą na południu do Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Trzecią rynną podlodowcową w parku jest rynna jezior: Chomęckiego, Rosnowskiego, Małego i Jarosławieckiego. Ta rynna uchodzi do doliny Warty w okolicy Puszczykówka. Takie były główne drogi odpływu wód roztopowych lądolodu w tym miejscu.

Rynny podlodowcowe należą do najstarszych form rzeźby parku, gdyż powstały pod lądolodem, zatem w czasie trwania fazy leszczyńskiej zlodowacenia. Ostateczna forma rynien podlodowcowych wykształciła się jednak znacznie później, podczas wytapiania zagrzebanych w ich podłożu brył martwego lodu, pozostawionych przez zanikający lądolód. Proces ten zakończył się nie wcześniej niż 12 000 lat temu, zatem ponad 6000 lat po ustąpieniu z tego obszaru lądolodu. Dopiero wtedy pojawiły się w tym miejscu jeziora. Początkowo były one większe niż obecnie. Naturalny proces zarastania i w konsekwencji lądowania jezior, na przestrzeni kilkunastu tysięcy lat ich istnienia, spowodował zanik najmniejszych i najpłytszych zbiorników oraz zmniejszenie powierzchni pozostałych.

Spójrz na zdjęcie obok, przedstawiające jezioro Kociołek. Jest ono silnie zaokrąglone, a nie podłużne jak typowe jeziora rynnowe. Skąd ta odmienność? Zdarzało się, że wody spływające szczeliną wewnątrz lądolodu z ogromną siłą uderzały w podłoże, erodując je punktowo – drażąc w podłożu głębokie obniżenie (rysunek obok). To proces zwany **eworsją**, a powstałe w ten sposób obniżenia to **kotły podlodowcowe**, zwane też



Jezioro Kociołek w kotle podlodowcowym

jeziornymi lub głęboczkami. Jezioro Kociołek (stąd jego nazwa) znajduje się w takim kotle podlodowcowym. Stąd silnie zaokrąglony kształt jeziora, strome stoki i znaczna głębokość (ok. 8 m).

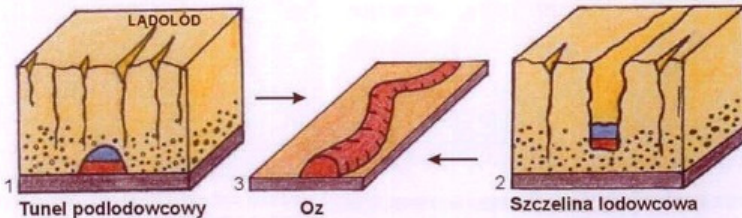
Natomiast poniższe zdjęcie ukazuje charakterystyczny kształt jeziora rynnowego. Jest ono silnie wydłużone, relatywnie wąskie, zwykle głębokie o nierównym dnie. Wyrazem dużych nierówności dna Jeziora Góreckiego jest widoczna Wyspa Zamkowa (dalsza) i wyspa Kopczysko (bliższa). Wyspa Zamkowa jest formą rzeźby zwaną kemem (strona 9). Wyspa Kopczysko powstała w wyniku gromadzenia się na wzniesieniu dna szczątków roślin wodnych, co z czasem doprowadziło do jego wynurzenia i zasiedlenia przez roślinność lądową. Obecnie postępuje proces zarastania przez roślinność szuwarową przestrzeni pomiędzy wyspą a brzegiem jeziora, co ostatecznie spowoduje jej przekształcenie w półwysp.



Ryina Jeziora Góreckiego z wyspami Zamkową i Kopczysko

Pod lądolodem często tworzyły się lodowe tunele, w których płynęły rzeki podlodowcowe. Rzeki płynęły również wewnątrz lądolodu, w jego licznych szczelinach. Gdy taka rzeka nie posiadała wystarczającej siły, by transportować niesione przez siebie piaski i żwiry, dochodziło do ich gromadzenia, czyli **sedymantacji**. Gdy lądolód zanikał, zdeponowane w tunelach podlodowcowych i szczelinach piaski i żwiry odsłaniały się na powierzchni terenu w formie długich i krętych wałów. Są to **ozy**. Wały ozowe posiadają zwykle strome zbocza i falistą linię grzbietową. Ich długość może sięgać kilkuset kilometrów, a wysokość 50 metrów.

Długość ozu Thelon i Nunavut w Kanadzie to blisko 800 km, a szerokość ozu Munro 5 km.



Tunel subglacjalny (1) lub szczelina lodowcowa (2) oraz płynące w nich rzeki z niesionymi piaskami i żwirami, które po wytopieniu lodu tworzą długie, kręte wały o stromych zboczach, czyli ozy (3).

Ozy w Wielkopolskim Parku Narodowym

Przez obszar parku przebiega ciąg wałów ozowych stanowiących część **Ozu Bukowsko-Mosińskiego**. Jak nazwa wskazuje, oz ten rozpoczyna się w okolicy Buku, a kończy pod Mosiną. Jego długość wynosi 37 km, co sprawia, że jest to najdłuższy oz w Polsce i jeden z najdłuższych na



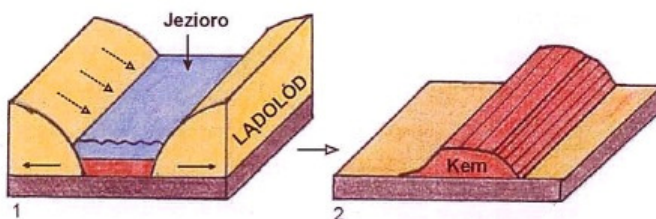
Oz nad Jeziorem Budzyńskim - Szwedzkie Góry

Niżu Europejskim. Maksymalną wysokość względną, ok. 41 m., osiąga przy J. Wielkowiejskim, tworząc wzniesienie o wysokości 113 m n.p.m. (mapa fizyczna). Interesującą formę posiada końcowy odcinek ozu, przy J. Budzyńskim, gdzie wznosi się on około 20 m ponad wody jeziora, a jego stoki są bardzo strome. To tzw. Szwedzkie Góry.

Kem

Na powierzchni lądolodu obecne były różne obniżenia i spękania. Tworzyły się w nich jeziora (**jeziora supraglacialne**). Jeziora powstawały również pomiędzy płytami lodu pozostawionymi przez zanikający lądolód. Gdy jezioro nie było przepływowo i woda w nim stagnowała, na dnie gromadziły się zwykle mulki i drobnoziarniste piaski. Gdy woda przepływała przez jezioro, na jego dnie gromadziły się grubsze piaski i żwiry. Wszystkie te osady pochodziły głównie z topniejącego lodu. Gdy lądolód zanikał, pozostawiał za sobą zgromadzone na dnie jezior osady, tworzące pagórki lub wały zwane **kemami**. Mają one zwykle strome stoki, wysokość od kilku do kilkudziesięciu metrów i średnicę do kilkuset metrów.

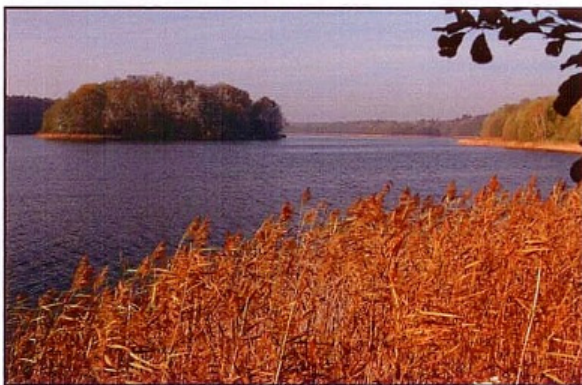
Kemy występują często grupowo, tworząc rozległe **pola kemowe**.



1 – na lądolodzie lub pomiędzy płytami lodu powstaje jezioro, a na jego dnie gromadzą się wytopione z lodu osady; **2** – po ustąpieniu lądolodu osady z dna jeziora tworzą pagórki kemowe.

Kemy w Wielkopolskim Parku Narodowym

Obecnych jest łącznie kilka pagórków kemowych, związanych głównie z rynnami podlodowcowymi. Wznoszą się na kilka, kilkanaście lub nawet więcej metrów ponad powierzchnię jezior wypełniających rynny. Przykładem jest Wyspa Zamkowa na Jeziorze Góreckim – kem w rynnie podlodowcowej. Strome stoki wyspy wznoszą się wysoko ponad wody jeziora (zdjęcie str. 7). Kemem jest również wzniesienie koło Szreniawy (118 m n.p.m.), na którym znajduje się wieża widokowa z XIX wieku (mapa fizyczna parku).



Wyspa Zamkowa na Jeziorze Góreckim

Pradolina

Dzisiejsze rzeki płynące przez obszar Polski z południa na północ należą do zlewni Morza Bałtyckiego. Cofnijmy się wyobraźnią 20 000 lat wstecz, do okresu, w którym lądolód skandynawski osiągnął swój maksymalny zasięg, zajmując około 30% obszaru dzisiejszej Polski. Ówczesne rzeki, podobnie jak obecnie, płynęły z południa na północ. Na swej drodze trafiały jednak na czoło lądolodu, które uniemożliwiała im dalszy odpływ w kierunku północnym. W tym samym czasie w przeciwnym kierunku (na południe) z lądolodu wypływały rzeki roztopowe. Na przedpolu lądolodu gromadziły się zatem wody rzek płynących z południa – z obszarów niezlodzonych (**wody ekstraglacialne**) oraz wody pochodzące z topniejącego lądolodu (**wody proglacialne**). Te ogromne ilości wody szukały odpływu i znajdowały go w kierunku zachodnim – wzdłuż czoła lądolodu, przez obszar dzisiejszych Niemiec, uchodząc ostatecznie do Morza Północnego. Płynące w ten sposób wody tworzyły głęboką dolinę, o szerokości kilku, a miejscami ponad 10 kilometrów, o bardzo wyrównanym dnie. Jest to **pradolina**. Dlaczego jednak na obszarze Polski jest kilka pradolin?

Recesja lądolodu postępowała ze zmienną prędkością. Kilkakrotnie proces ten ustawał, a pozycja czoła lądolodu stabilizowała się na dłuższy okres. W czasie trwania takich faz postojowych zanikającego lądolodu (mapa strona 3) opisana powyżej sytuacja powtarzała się, przynosząc powstanie kolejnych pradolin. Wody w pradolinach odpływały w kierunku zachodnim – wzdłuż czoła lądolodu. Pradoliny posiadają więc podobną orientację: wschód-zachód. Widoczne na poniższej mapie pradoliny nr 4-9 stanowią zapis faz ostatniego zlodowacenia. Na mapie brak zasięgu lądolodu w fazie leszczyńskiej, z którą związana jest pradolina nr 4 (mapa strona 3).



Pradolina w Wielkopolskim Parku Narodowym

Spójrz na mapę fizyczną parku. Po południowej stronie Wału Pożegowskiego rozciąga się rozległy, płaski i nisko położony obszar. To **Pradolina Warszawsko-Berlińska**. Sąsiadujący z parkiem odcinek tej pradoliny nosi nazwę **Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej**. Szerokość pradoliny w okolicy Mosiny sięga miejscami 10 km. Żadna współczesna rzeka w Polsce nie tworzy tak rozległej doliny, ale też żadna z tych rzek nie odprowadza tak ogromnej ilości wód, jakie w przeszłości płynęły tą pradoliną.

Pradolina pochodzi z okresu fazy poznańskiej zlodowacenia (mapa obok).

Odprowadzała wówczas na zachód wody roztopowe lądolodu i wody rzek płynących z południa. Wraz z upływem czasu przestała pełnić obie te funkcje. Wody roztopowe lądolodu przestawały spływać do pradoliny wraz z postępującym zanikiem lądolodu. Natomiast wody Warty przestały tędy płynąć około 13 000 lat temu, gdy rzeka zmieniła swój bieg i opuściła pradolinę, kierując wszystkie swoje wody ku północy (strona 12). Obecnie wody Kanału Mosińskiego i rzeki Samicy w Pradolinie Warciańsko-Odrzańskiej płyną na wschód, zatem w przeciwnym kierunku niż płynące tędy wcześniej wody roztopowe lądolodu i Warty. Dno pradoliny pokrywają piaski i żwiry naniesione przez te wody. Ich miąższość wynosi zwykle kilka, kilkanaście metrów, ale miejscami, np. pod stokami Wału Pożegowskiego, przekracza ona 20 m. Nisko położone, miejscami zatorfione dno Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej zajmują dziś głównie łąki i pola. W pradolinie znajduje się również miasto Mosina.

Zwróć uwagę na rozległe i płaskie dno Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej po przeciwej stronie Kanału Mosińskiego. Obszar ten bardzo silnie kontrastuje z wysokimi wzniesieniami Wału Pożegowskiego, który przylega do pradoliny od północy (zdjęcie na stronie 4 i mapa fizyczna parku).

Szacuje się, że niektóre pradoliny odprowadzały w okresie letnim wody w ilości 300-400 tys. m³/s. Dla porównania wartość ta wynosi obecnie dla Wisły przy jej ujściu 1080 m³/s, dla Odry 575 m³/s, a dla Amazonki 175 tys. m³/s.

W piaskach i żwirach pokrywających dno pradoliny znajdują się kości plejstocenских zwierząt, np. mamutów, nosorożców wiochatych, reniferów. Można je oglądać w Muzeum Przyrodniczym WPN w Jeziorach.



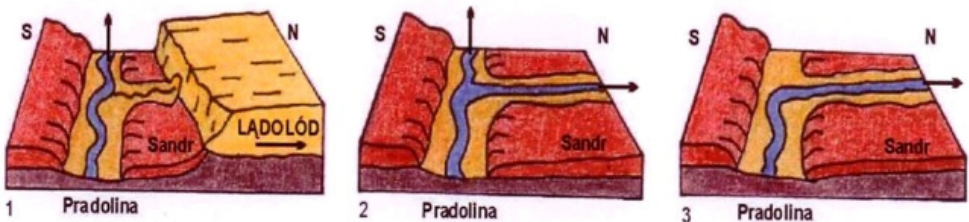
Pradolina Warszawsko-Berlińska i Kanał Mosiński

Poznański Przełom Warty

Na mapie fizycznej parku zauważ, że pod Mosiną rzeka Warta opuszcza Pradolinę Warszawsko-Berlińską i zamiast płynąć nią nadal na zachód u podnóża Wału Pożegowskiego, rzeka kieruje swoje wody na północ. W ten sposób dociera w okolice Obornik, które znajdują się w odległości około 45 km na północ od Mosiny. Pod Obornikami Warta wpada do Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, którą ponownie płynie w kierunku zachodnim. Ten południkowy odcinek doliny Warty pomiędzy Mosiną a Obornikami to **Poznański Przełom Warty**. Jest on znacznie węższy niż pradolina (1,5-4 km), wciną się głębiej w podłoże (20-40 m), a jego stoki są miejscami bardzo strome.

Przełomowe odcinki dolin powstałe w rynnach podlodowcowych posiadają również inne rzeki w Polsce, w tym Wisła, Odra, Bug.

Dlaczego jednak Warta, pozornie wbrew rzeźbie terenu, pod Mosiną opuszcza pradolinę? Dzieje się tak, ponieważ właśnie w tym miejscu rzeka spotyka na swej drodze głęboką rynnę podlodowcową. W czasie obecności lądolodu rynną tą płynęły wody roztopowe lądolodu, oczywiście w kierunku południowym (rysunek 1). W miarę wycofywania się lądolodu na północ ta funkcja rynny traciła swoje znaczenie. Jednocześnie możliwy stawał się odpływ rzek w kierunku północnym, poprzez uwolnione spod lodu obszary (rysunek 2). W związku z tym, od ok. 17 500 lat temu, Warta coraz chętniej przesuwała swoje wody do owej rynny podlodowcowej. Przez kolejne ok. 4000 lat wody Warty odpływały jednocześnie na zachód (pradolina) i na północ (rynną podlodowcową). Jednak około 13 000 lat temu rzeka przetrzymała całość swych wód do rynny, płynąc wyłącznie w kierunku północnym i ostatecznie opuszczając Pradolinę Warszawsko-Berlińską (rysunek 3). Wykorzystana w ten sposób przez rzekę rynną podlodowcową uległa klasycznemu przekształceniu w dolinę rzeczną – **przełomową dolinę Warty**. Wykształciły się w niej trzy poziomy **teras rzecznych** – płaskich stopni będących fragmentami dawnego dna doliny, stanowiących zapis postępującego wcinania się rzeki w podłoże.



1 – rzeka podlodowcowa eroduje głęboką rynnę podlodowcową uchodzącą do pradoliny, którą płynie Warta na zachód; **2** – okres tzw. bifurkacji Warty, w którym rzeka płynie jednocześnie pradoliną na zachód i rynną podlodowcową na północ; **3** – Warta opuszcza pradolinę i kieruje wszystkie swoje wody na północ rynną podlodowcową, która podlega dalszemu przekształceniu w dolinę rzeczną – Poznański Przełom Warty. Zwróć uwagę, że obecnie Warta płynie doliną przełomową na północ, a wody roztopowe lądolodu płynęły w tym miejscu w przeciwnym kierunku – na południe.

Poznański Przełom Warty w Wielkopolskim Parku Narodowym

Wschodnia granica parku obejmuje fragment Poznańskiego Przełomu Warty. Jego początek wyznacza ujście rzeki Samicy do Warty koło Rogalinka. Dobry pogląd na to miejsce daje widok z mostu na Warcie w Rogalinku. Patrząc z mostu na południe widzimy ujście Samicy, a dalej szeroką pradolinę, którą Warta w tym miejscu opuszcza. Patrząc na północ (poniższe zdjęcie), widzimy początkowy odcinek przełomowej doliny Warty, który w tym miejscu osiąga swoją maksymalną szerokość rzędu 4 km.



Zauważ, jak wąska przełomowa dolina Warty łączy dwie pradoliny. To dzięki jej powstaniu Poznań znajduje się w obecnym miejscu – miasto założono nad rzeką.

Podział fizycznogeograficzny regionu:

315.63 i 315.64 – Dolina Środkowej Obry i Kotlina Śremska, stanowiące część Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej;

515.52 – Poznański Przełom Warty;

315.51 – Pojezierze Poznańskie;

315.56 – Równina Wrzesińska.

Porównaj przebieg linii maksymalnego zasięgu lądolodu (faza leszczyńska zlodowacenia) z mapą na stronie 3.

Podział fizyczno-geograficzny otoczenia parku

Bliższe poznanie Warty w jej przełomowej dolinie umożliwia wycieczka szlakiem rowerowym na odcinku Puszczykowo – Kątnik (mapa). Widzimy tutaj strome podcięcia brzegu rzeki o wysokości kilku metrów. Możemy je obserwować w zachodnim brzegu Warty w Niuwce i Puszczykowie lub we wschodnim brzegu rzeki we wsiach Wiórek i Czapury. W dolinie przełomowej Warta nie meandrowała tak silnie jak w pradolinie, co sprawia, że słabiej rozwinięte są tutaj

starorzecza, czyli fragmenty koryta rzeki obecnie od niego odcięte. Ich przykłady spotkamy w otoczeniu osady Kątnik, na najlepiej zachowanym fragmencie terasy zalewowej w parku (zdjęcie strona 18).

Obszar terasy zalewowej w dolinie przełomowej jest jednak znacznie mniejszy niż w pradolinie. Stąd w otoczeniu rzeki brak tutaj rozległych, podmokłych łąk, obecnych w pradolinie.



Początkowy odcinek doliny przełomowej Warty pod Rogalinkiem

Wysoczyzna lodowcowa

Łądolód niczym potężna ciężarówka transportował ogromne ilości materiału skalnego. Jest to tzw. **materiał morenowy**. Stanowiły go wszelkie okruchy skał i minerałów (od małych ziaren po potężne glazy narzutowe). Pochodziły one głównie z podłoża Skandynawii, skąd zdarł je płynący lód (**egzaracja lodowcowa**). Drobne ziarna skalne transportowane na powierzchni łądolodu zostały również nawiane przez wiatr. Ten materiał morenowy wytapiał się i gromadził pod zaniżającym łądolodem. W ten sposób powstawała **głina lodowcowa**, zwana również **zwałową** lub **morenową**. Glinę lodowcową stanowi zatem wytopiony z łądolodu przemieszany materiał skalny. Jest to najbardziej rozpowszechniony i charakterystyczny osad polodowcowy. Wytapiający się łądolód pozostawiał za sobą warstwę gliny lodowcowej, która niczym dywan pokrywała uwolniony spod lodu teren. Obszary pokryte grubą warstwą gliny i poprzez to nieco wyżej wyniesione to **wysoczyzny polodowcowe**. Tam, gdzie wytapianie materiału skalnego z łądolodu było równomierne, powstawała **wysoczyzna płaska**. Nierównomierne wytapianie tego materiału przyniosło powstanie wyniesień i obniżen terenu – **wysoczyzny falistej**.

Analiza składu gliny lodowcowej pozwala wskazać miejsca, z których pochodzi materiał morenowy w łądolodzie, a poprzez to kierunki, z których przyplął łądolód.

Wysoczyzny polodowcowe w Wielkopolskim Parku Narodowym

Obszary wysoczyzn stanowią około 70% powierzchni parku. Dominuje wysoczyzna płaska. Miąższość gliny lodowcowej tworzącej wysoczyzny wynosi zwykle 2-5 m. Miejscami dochodzi do 10 m. Monotonny krajobraz wysoczyzny urozmaicają głównie rozcinające ją rynny podlodowcowe z ciągami

jezior, a na południu parku również wzniesienia moren czołowych. Obszary wysoczyzn zajęte są głównie przez lasy i pola uprawne. Wysoki udział gruntów ornych w parku (blisko 30% powierzchni parku) jest szczególnie widoczny w okolicy Trzebawia i Szreniawy.



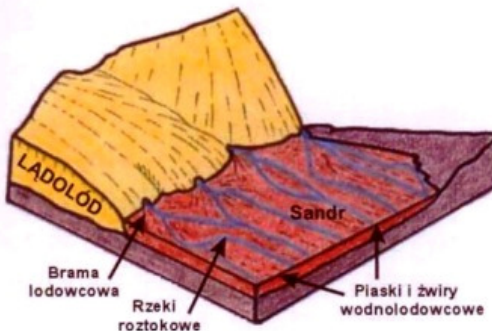
Obszar wysoczyzny płaskiej koło Szreniawy

Sandry

Z wytapiającego się lądolodu wypływały ogromne ilości wód roztopowych, tworzących **rzeki proglacjalne** (wypływające z lodowca). Płynęły one wieloma korytami, które rozwidlały się i łączyły, a ich układ był bardzo nietrwały. Zmieniał się nawet z dnia na dzień. Były to zatem **rzeki roztokowe**, zwane również warkoczowymi (od mnogości i zróżnicowanego przebiegu koryt). Rzeki te płynęły bardzo szybko, niczym górskie strumienie. Pędząca woda niosła z sobą bardzo duże ilości wytopionego z lodu materiału skalnego. Głównie piaski i żwiry, ale obecne były też różnej wielkości glazy. Rzeki nie mogły jednak transportować tego materiału bez końca. Prędkość płynącej wody spadała w miarę oddalania się rzeki od czoła lądolodu. Najpierw rzeka pozostawiała na swej drodze materiał najcięższy – glazy i gruby żwir, transportując dalej materiał drobniejszy i lżejszy. W końcu jednak również i on uległ sedymentacji na drodze spływu rzeki. Deponowane przez rzeki **piaski i żwiry wodnolodowcowe** tworzyły rozległe, płaskie stożki napływowe, czyli **stożki sandrowe**. Szczególnie wyraźną formę uzyskiwały one w miejscu wypływu rzek spod lądolodu – przy **bramach lodowcowych**. W wyniku połączenia szeregu stożków sandrowych powstawały **równiny sandrowe**, czyli rozległe płaskie powierzchnie pokryte piaskami i żwirami wodnolodowcowymi,

nieznacznie nachylone w kierunku spływu rzek. Wraz z oddalaniem się od czoła lądolodu zmniejszała się grubość sandrów oraz **frakcja** budującego je osadu, czyli wielkość ziaren piasku i żwiru.

*Największe sandry w Polsce
znane są z Pomorza.
Powstały na przedpolu
lądolodu w fazie pomorskiej.*



Sandry w Wielkopolskim Parku Narodowym

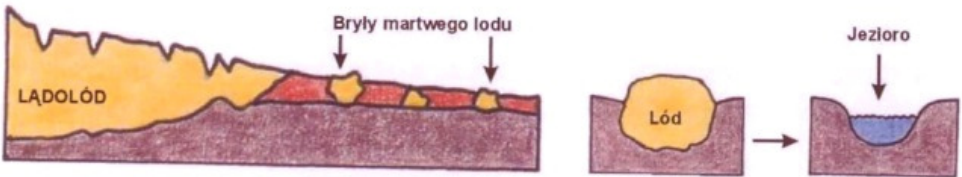
Gdy lądolód znajdował się po północnej stronie obszaru dzisiejszego parku, na wysokości Poznania (faza poznańska zlodowacenia), jego topnienie powodowało dostawę piasków i żwirów wodnolodowcowych do rynien podlodowcowych, którymi obecnie płyną Wirenka i Warta. W ten sposób w rynnach tych powstały sandry, zbudowane w 95% z piasków. Ich miąższość sięga 5 m. Sandry znajdziemy zatem po północnej stronie parku, w okolicy Wir, Łęczycy, Lubonia. Są one lepiej rozwinięte dalej w kierunku północnym, np. w rejonie Poznania. Obecnie powierzchnię sandrów pokrywają zabudowania powyższych miejscowości, użytki rolne, rzadziej lasy sosnowe, którym wystarczają ubogie gleby wykształcone na piaskach sandrów.

Zagłębienia wytopiskowe

Od zanikającego lądolodu często odrywały się lodowe bryły, zwane **bryłami martwego lodu** (deglacja arealna). Ich wytopianie było często bardzo powolne. Wynikało to zarówno z panującego wówczas klimatu, znacznie chłodniejszego od współczesnego, jak również z przykrycia brył martwego lodu przez różnorodne osady (np. piaski i żwiry wodnolodowcowe), które chroniły je przed ciepłem promieniowania słonecznego. Powolne wytopianie brył martwego lodu trwało niejednokrotnie kilka tysięcy lat. Ostatecznie jednak, w wyniku ich wytopienia, w podłożu pozostawały wyraźne obniżenia, zwykle o nieznacznej powierzchni, ale dużej głębokości, stromych zboczach i silnie zaokrąglonym kształcie. Są to **zagłębienia wytopiskowe**.

Często powstawały w nich małe, bezodpływowe zbiorniki wodne, zwane oczkami wodnymi.

Ostatnie bryły martwego lodu uległy wytopieniu dopiero we wczesnym holocenie, około 10 000 lat temu.



Zagłębienia wytopiskowe w Wielkopolskim Parku Narodowym

Zagłębienia tego typu występują w wielu miejscach. Liczne są pomiędzy Jeziorem Góreckim i Kociołek, gdzie podlegają ochronie ścisłej (Obszar Ochrony Ścisłej „Sarnie Doły”). Tutaj też znajduje



Żabiak - jedno z największych zagłębień wytopiskowych parku

się śródlądowe oczko wodne Żabiak, wypełniające jedno z największych i najgłębszych zagłębień wytopiskowych w parku. Znajduje się ono przy niebieskim szlaku turystycznym. Maksymalna głębokość Żabiaka wynosi 2 m, długość 107 m, a szerokość 57 m. Część zagłębień wytopiskowych jest pozbawiona wody lub też uległa zatorfieniu.

Głazy narzutowe

Głazy narzutowe, inaczej **narzutniaki** lub **eratyki**, nie są formą rzeźby, ale stanowią bardzo widoczny ślad pozostawiony przez lądolód. Spotykamy je niemal wszędzie: na obszarach zurbanizowanych, w lasach, na polach. Są to przywleczone przez lądolód fragmenty skał o wielkości powyżej 256 mm, choć z reguły za głaz narzutowy uważa się fragment skały o dłuższej osi liczącej co najmniej 500 mm. Pochodzą one z podłoża, po którym płynął lądolód, skąd zostały przez lód wyrwane (**egzaracja lodowcowa**). Wśród narzutniaków spotykamy wszystkie trzy podstawowe typy skał, a więc skały magmowe, osadowe i metamorficzne. Zdecydowana większość narzutniaków pochodzi ze Skandynawii i są to głównie skały magmowe i metamorficzne. Część eratyków pochodzi z podłoża Bałtyku, który jeszcze nie istniał, gdy rozwijał się lądolód skandynawski (powstanie tego morza jest związane z okresem recesji lądolodu).

W przypadku niektórych eratyków możliwe jest wskazanie konkretnego miejsca w Skandynawii, z którego pochodzą. Są to tzw. **absolutne eratyki**

przewodnie. Stanowią one jednak zaledwie 10% skandynawskich eratyków. Trudno ustalić bliższe pochodzenie zdecydowanej większości pozostałych skandynawskich narzutniaków.

Największy eratyk w Polsce - Tryglaw znajduje się w Tychowie (woj. zachodniopomorskie). Jego obwód wynosi 50 m, długość 13,7 m, szerokość 9,3 m, wysokość 7,8 m, a waga około 2000 ton.

Ponad 1000 eratyków podlega w Polsce prawnej ochronie jako pomniki przyrody. W Wielkopolsce jest ich około 100.

Głazy narzutowe w Wielkopolskim Parku Narodowym

Narzutniaki są w parku bardzo liczne, reprezentują skały magmowe (np. granit, diabaz, bazalt), osadowe (np. piaskowiec, wapień, krzemień) i metamorficzne (np. gnejs). Największy jest tzw. „**Głaz Leśników**”, znajdujący się przy drodze z Komornik do Jezior. Waży ponad 20 ton, a jego obwód sięga 10,5 m. Największe eratyki w parku upamiętniają osoby zasłużone dla ochrony przyrody tego miejsca, np. głaz prof. Adama Wodiczki lub głaz prof. Izabeli Dąmbskiej (zdjęcie obok). W Jeziorach, przy budynku dyrekcji parku, znajduje się **ogródek petrograficzny** prezentujący 20 typów głazów narzutowych występujących w parku, wraz z informacją o ich geograficznym pochodzeniu.



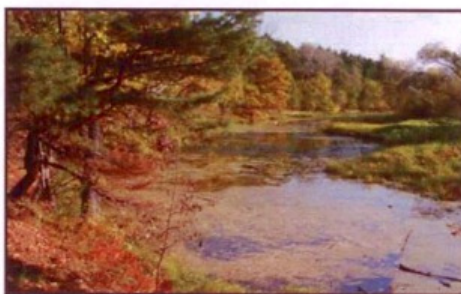
Eratyk przy Stacji Ekologicznej UAM w Jeziorach

Inne formy rzeźby

Rzeźbę polodowcową parku uzupełniają i wzbogacają formy terenu o innej genezie. Stanowią one zapis ciągle trwającej ewolucji środowiska przyrodniczego. Do tych form należą:

Formy pochodzenia rzecznego – są to głównie **terasy rzeczne** w dolinie przełomowej Warty, czyli fragmenty jej dawnego dna i znajdujące się na nich **starorzecza** (paleokoryta), czyli fragmenty koryta rzeki, obecnie od niego odcięte. Są to również **podcięcia brzegów** przez płynące rzeki.

Formy pochodzenia eolicznego (wiatrowego) – są to głównie nieduże **wydm** oraz **pokrywy nawianych piasków** (piasków eolicznych) w przełomowej dolinie Warty, np. w Puszczykowie lub koło Kątnika. Znacznie lepiej wykształcone śródlądowe wydmy znajdują się w pradolinie (poza granicami parku), np. pomiędzy Mosiną i Żabnem.



Starorzecze w Leśnictwie Kątnik nad Wartą

Formy pochodzenia erozyjno-denudacyjnego – są to głównie dolinne rozcięcia stromych zboczy moren czołowych i ryńien podlodowcowych, utworzone przez spływające wody. To tzw. **dolinki erozyjno-denudacyjne**. Większość z nich stanowi drogę spływu liniowego wód w czasie opadów.

Formy pochodzenia jeziornego (limnicznego) – są to głównie **podcięcia stoków** przez wody jezior (podcięcia abrazyjne) powodujące powstanie „mikroklimów” oraz wypełnienia obniżenia terenu w wyniku zarastania jezior, polodowcowych oczek wodnych, starorzeczy (akumulacji biogenicznej), czego doskonałym przykładem jest powstanie **torfowisk**. Jest to zatem proces łądowienia tych zbiorników wodnych.



Dolinne rozcięcie stoku rynny J. Góreckiego

Procesy rzeźbotwórcze, czyli **procesy morfogenetyczne**, trwają bez przerwy, przekształcając dominującą w Wielkopolskim Parku Narodowym rzeźbę polodowcową. Do najważniejszych współczesnych procesów morfogenetycznych należy zaliczyć erozyjną i akumulacyjną działalność wód opadowych spływających po stromych stokach oraz działalność rzek, wiatru, procesy zarastania zbiorników wodnych oraz oczywiście działalność człowieka. Jej rezultatem są **antropogeniczne formy rzeźby terenu**.

Antropogeniczne formy rzeźby

Porównując wpływ działalności człowieka na rzeźbę terenu z wynikami rzeźbotwórczej działalności sił natury, może się wydawać, że jest on nieznaczący. Jednak w wielu miejscach gospodarka człowieka bardzo silnie przekształciła rzeźbę powierzchni Ziemi. Jest to szczególnie widoczne na obszarach silnie zurbanizowanych oraz wykorzystywanych górnictwo. Uwzględniając krótki (w porównaniu z siłami natury) czas rzeźbotwórczej działalności człowieka, należy stwierdzić, że człowiek jest potężnym czynnikiem rzeźbotwórczym. Jego wpływ na rzeźbę terenu jest również bardzo widoczny na obszarze Wielkopolskiego Parku Narodowego i jego otuliny.

Antropogeniczne formy rzeźby w Wielkopolskim Parku Narodowym i w jego otulinie

Formy te stanowią bardzo istotny element współczesnej rzeźby parku. Szczególnie widoczne są one w obrębie Wału Pożegowskiego, gdzie powstały **wyrobiska** piasku, żwiru i ilitu pliocerńskiego. Najbardziej znane są wyrobiska na Osowej Górze, gdzie na powierzchni około 50 ha rzeźba uległa bardzo silnym przekształceniom. Największym z nich jest wyrobisko na szczycie Osowej Góry, w Pożegowie. Wypełnione wodą, tworzy sztuczny zbiornik o dużych walorach widokowych i rekreacyjnych. W ten sposób powstała też niecodzienna sytuacja terenowa, polegająca na obecności dużego, głębokiego zbiornika wodnego na szczycie wysokiego wzniesienia. Powstanie wyrobiska i jego zalanie radykalnie zmieniło rzeźbę szczytowej części Osowej Góry (zdjęcia strona 5).

Poza Wałem Pożegowskim wyrobiska znajdziemy również w Starym Puszczykowie, Trzebawiu, Łodzi, w okolicach Wir i Szreniawy. Wszystkie są obecnie nieczynne, często porośnięte sosnowym lasem. W ścianach wielu wyrobisk powstały **źródła**, czyli samoczynne wypływy wód podziemnych. Jest to wynik przecięcia przez ścianę wyrobiska warstwy osadów; w której gromadzą się wody, czyli **warstwy wodonośnej**.

Źródła dają początek strumieniom, które również modyfikują rzeźbę. Antropogeniczne przekształcenia rzeźby wynikają także z budowy ciągów komunikacyjnych np. nasypów i wykopów pod linie kolejowe i drogi. Prace w tym zakresie zawsze powinny uwzględniać cel istnienia parku, czyli **ochronę przyrody!**



Osowa Góra - antropogeniczna rzeźba szczytu moreny

Po śladach lądolodu na parkowych szlakach

Przez Wielkopolski Park Narodowy przebiega 5 szlaków turystycznych o łącznej długości około 85 km. Udostępniono również ponad 100 km dróg dla rowerzystów. Wędrując po tych szlakach, spotykamy liczne formy rzeźby polodowcowej. Nie dość, że jest ich wiele, to ich różnorodność jest bardzo duża, a stan zachowania zwykle bardzo dobry. Formy te są bardzo czytelne w terenie. Niejednokrotnie na odcinku kilkuset metrów spotykamy kilka różnych form rzeźby polodowcowej.

Poniżej podano propozycje krótkich pieszych tras pozwalających na zobaczenie licznych form rzeźby terenu. Orientację ułatwia załączona mapa turystyczna, ale przed wyjściem na szlak należy zaopatrzyć się w bardziej szczegółową mapę turystyczną parku (dostępna również na stronie internetowej parku: www.wielkopolskipn.pl).

1. Parking leśny w Pożegowie przy głazie hr. Wł. Zamoyskiego (morena czołowa) – zejście niebieskim szlakiem koło Studni Napoleona (widok na rynnę J. Budzyńskiego i sąsiednią morenę Wału Pożegowskiego) – głaz prof. A. Wodniczki, a 100 m za nim, nad J. Budzyńskim, fragment Ozu Bukowsko-Mosińskiego (zejście ze szlaku w tym kierunku wymaga wcześniejszego poinformowania dyrekcji parku) – jezioro Kociołek (kocioł eworsyjny) – Żabiak (zagłębienie wytopiskowe) – dojście niebieskim szlakiem obok glazu F. Jaśkowiaka do J. Góreckiego (rynna podlodowcowa) – drogą leśną do Pożegowa – Osowa Góra z wieżą widokową (morena czołowa z widokiem na pradolinę, wyrobiska iłu) – powrót na parking leśny (po drodze rozległy widok na pradolinę).

Ten szlak pozwala zobaczyć największą liczbę form rzeźby na relatywnie krótkim odcinku.

2. Parking leśny w Jeziorach – dojście czerwonym szlakiem do J. Góreckiego (rynna podlodowcowa), po drodze głaz prof. I. Dąbmskiej, a przy brzegu jeziora podcięcia abrazyjne stoku wysoczyzny „mikrokliń” – przejście do końca jeziora (w stromym stoku rynny podlodowcowej głębokie dolinki erozyjne, a u ujścia części z nich stożki napływowe zmieniające linię brzegu jeziora) – kontynuacja czerwonym szlakiem wokół jeziora do Wyspy Zamkowej (kem) – dojście do niebieskiego szlaku i powrót w kierunku Jeziora Góreckiego – Żabiak (zagłębienie wytopiskowe) – powrót czerwonym szlakiem wzdłuż jeziora na parking w Jeziorach – ogródek petrograficzny przy budynku Dyrekcji WPN.

3. Parking leśny w Kątniku nad Wartą – trasą rowerową wzdłuż Warty (przełomowa dolina) – podcięcia brzegów Warty – starorzeczka Warty – dolina Wirenki i jej ujście do Warty (dolina wód roztopowych lądolodu, podcięcia brzegu przez wody rzeki) – powrót na parking w Kątniku.

Inne miejsca i formy rzeźby warte bliższego poznania:

- wieża widokowa (mauzoleum Bierbaumów) na kemie koło Szreniawy (szlak zielony),
- Puszczykowskie Góry (stok wysoczyzny przy dolinie przełomowej): żółty szlak od ul. Wysokiej,
- najwyższy pagórek kemowy przy J. Wielkowiejskim (niebieski szlak),
- J. Jarosławieckie (rynna podlodowcowa) oraz tzw. „Głaz Leśników” (szlak zielony i żółty).

