MAPA GEOLOGICZNO-TURYSTYCZNA

skala 1:60 000



MAZURSKI PARK KRAJOBRAZOWY

WIADOMOŚCI OGÓLNE

Mazurski Park Krajobrazowy (MPK) znajduje się w północno-wschodniej Polsce. Obejmuje południową część Krainy Wielkich Jezior Mazurskich, wschodni kraniec Pojezierza Mrągowskiego i północną część Równiny Mazurskiej. Administracyjnie znajduje się w obrębie województwa warmińsko-mazurskiego, w powiatach: mrągowskim, piskim i szczycieńskim (gminach: Piecki, Mrągowo, Świętajno, Ruciane-Nida, Mikołajki, Orzysz i Pisz).



Zabudowania wsi Krutyń (fot. J. Rychel)

MPK został utworzony 8. grudnia 1977 r. w celu ochrony wartości przyrodniczych unikalnego, młodoglacjalnego krajobrazu pojezierzy i wartości kulturowo-historycznych regionu. Jezioro Łuknajno i Puszcza Piska zostały objęte programem europejskiej sieci ekologicznej Natura 2000 w ramach obszarów specjalnej ochrony ptaków, a część Puszczy Piskiej jako specjalny obszar ochrony siedlisk – Ostoja Piska. Utworzono tu także 11 rezerwatów przyrody, w tym rezerwat Jezioro Łuknajno, w którym ochroną objęto jedną z największych ostoi łabędzia niemego w Polsce, wpisany na Światową Listę Rezerwatów Biosfery UNESCO. Pozostałe, to głównie rezerwaty: florystyczne, torfowiskowe i leśno-torfowiskowe (Krutynia, Zakręt, Królewska Sosna, Strzałowo, Pierwos, Jezioro Lisunie i Krutynia Dolna) oraz ornitologiczne (Jezioro Warnołty, Czapliniec, Czaplisko–Ławny Lasek). Łącznie ochroną prawną w ramach rezerwatów objęto 31,95 km^2 powierzchni, co stanowi ok. 6% powierzchni MPK. W granicach Parku znajduje się 101 pomników przyrody ożywionej (głównie dębów, sosen i lip) oraz wiele pomników przyrody nieożywionej (głazów narzutowych – granitoidów i gnejsów).



Bociany w Mazurskim Parku Krajobrazowym (fot. W. Bzura)

MPK zajmuje powierzchnię 536,55 km^2, zaś jego strefa ochronna (otulina) – 186,08 km^2. Lasy stanowią 54,1% powierzchni Parku, jeziora – 33,5%, inne tereny, głównie użytkowane rolniczo – 12,4%.

Obszar Parku odznacza się chłodnym, w skali kraju, klimatem, z długą zimą (do 140 dni), gdzie średnia temperatura stycznia wynosi ok. -4°C i latem (do 90 dni) ze średnią temperaturą lipca 17–18°C. Średnia temperatura roczna to 6°C, a roczna suma opadów sięga ok. 600 mm.

Symbolem MPK jest bocian biały.

Siedziba Dyrekcji MPK, wraz z Muzeum Przyrodniczym (czynne: pn.–piąt., w lecie: pn.–niedz.), mieści się w Krutyni (Krutyń 66, 11-710 Piecki; tel. (89) 742 14 05; e-mail: krutyn@mazurski-park.pl

WALORY PRZYRODNICZE

Szata roślinna. Prawie 53% powierzchni MPK zajmują lasy Puszczy Piskiej. Piaszczyste tereny Parku porasta bór sosnowy. W miejscach wilgotnych i bezodpływowych występują bory bagienne, a w bezpośrednim sąsiedztwie jezior – olsy. Charakterystycznymi zbiorowiskami roślinnymi są grądy, w których runie rośnie chroniony krzew wawrzynek wilczełyko. Na niewielkich obszarach zachowały się łęgi topolowo-wierzbowe z wierzbami: m.in. kruchą i białą oraz rzadką – topolą białą, a także łęg wiązowo-jesionowy z panującym jesionem wyniosłym, wiązem górskim i czeremchą zwyczajną oraz ciekawe lasy o charakterze borealnym, np. świerczyny na torfie (niskie świerki). Największe nagromadzenie zabytkowych drzew (pomników przyrody) występuje wokół jeziora Kaczerajno i koło Ukty, mniejsze – po obu stronach jeziora Bełdany i między Krutynią a Jeziorem Mokrym. Osobliwością Parku są relikty polodowcowe,

m.in.: chamedafne północna (największe stanowisko w Polsce), zimozió ł północny, wielosił błękitny, turzyca strunowa, turzyca luźnokwiatowa i wierzba borówkolistna. Znajduje się tu też wiele roślin chronionych, takich jak storczyki (krwisty i szerokolistny, listery: sercowata i jajowata, kruszczyki: błotny i rdzawoczerwony oraz obuwik pospolity, tajęża jednostronna, gnieźnik leśny i żłobik koralowy), rośliny owadożerne: rosiczka okrągłolistna, pływacz zwyczajny i średni oraz rośliny związane z wilgotnymi łąkami: pełnik europejski, kosaciec syberyjski, mieczyk dachówkowaty i goździk pyszny. Wodną rośliną chronioną jest kłoć wiechowata, rosnąca przy brzegu jeziora Lisunie, a rzadką – mech wodny, występujący w rzece Krutyni koło Ukty, a także krasnorost znany z górnej Krutyni. Z mchów rośnie tu rzadki w kraju mszar krokiewkowaty. Powszechnie natomiast występują rośliny torfowiskowe, m.in.: widłak wroniec, wełnianka delikatna, bagnica torfowa i turzyca bagienna.



Zakochana para – pomnik przyrody w rezerwacie Zakręt (fot. J. Rychel)

Świat zwierzęcy. Na terenie MPK występują niemal wszystkie znane w Polsce gatunki leśnych i wodnych ssaków, m.in.: łoś, jeleń, sarna, dzik, wilk, ryś, borsuk, jenot, wydra, bóbr i piżmak. Ochronie podlegają: wiewiórka ruda, łasica, jeż, ryjówka, nietoperze, łoś, wilk, ryś, wydra i gronostaj. Występuje tu wiele rzadkich i ginących gatunków ptaków, m.in.: bielik, rybołów, orlik krzykliwy, bocian czarny i łabędź niemy, puchacz zwyczajny czy cietrzew, a także bąk zwyczajny, bączek oraz trzmielojad. Pluszcze zwyczajne zaobserwować można w okresie jesienno-zimowym na strumieniu Pierwos i nad górną Krutynią. Gromada gadów reprezentowana jest przez jaszczurkę żyworodną i zwinkę oraz padalca. Można spotkać także żmiję zygzakowatą oraz sporadycznie gniewosza plamistego. Znaczne zróżnicowanie środowisk wodnych sprzyja występowaniu płazów, z których chronione to: ropucha zielona, żaba śmieszka, kumak nizinny i traszka grzebieniasta. Wśród chronionych gatunków owadów są chrząszcze (kozioróg dębosz i pachnica dębowa) i ważki (traszka północna, żagnica torfowcowa i żagnica zielona). Z ryb występują tu m.in.: płoć, wzdręga, leszcz, krępa, kleń, kiełb, szczupak, sandacz, okoń, sum, lin, węgorz, a sporadycznie świnka i sielawa.

W dolnym biegu Krutyni można znaleźć północne, reliktowe małże, takie jak *Pisidium lilljeborgi* i *Pisidium hibemicum* oraz gąbkę *Euspongilla lacustris*. Osobliwością jest też relikt plejstoceński, występujący w Jeziorze Mokrym, zimnowodny skorupiak – kiełż (*Pallasea quadrispinosa*).

Na terenie Parku znajdują się dwie stacje hodowlano-doświadczalne PAN. W Popielnie mieści się ośrodek hodowli bobra i konika polskiego, zaś w Kosewie Górnym – ferma jeleniowatych. Na północ od wsi Baranowo znajduje się Mazurska Ostoja Żółwia (poza Parkiem).

Hydrografia. Na terenie Parku znajduje się ponad 60 jezior o powierzchni powyżej 0,01 km^2, w tym największe jezioro w Polsce – Śniardwy (pow. – 113,4 km^2, maks. głęb. – 23,4 m, śr. głęb. – 5,8 m). Innymi, większymi jeziorami są: Bełdany (9,4 km^2, maks. głęb. – 46,0 m), Mokre (8,5 km^2, maks. głęb. – 51,0 m), Łuknajno (6,8 km^2, maks. głęb. – 3,0 m) i Mikołajskie (5,0 km^2, maks. głęb. 25,9 m). Występuje tu także ponad 20 małych, śródleśnych jeziorek dystroficznych, charakteryzujących się wodą o kwaśnym odczynie. Zajmują one bezodpływowe zagłębienia na terenach piaszczystych.

Osią hydrograficzną, a zarazem głównym ciekiem MPK, jest przepływająca przez jego zachodnią część rzeka Krutynia (dł. 99,0 km), wypływająca z Jeziora Krutyńskiego i wpadająca do Jeziora Gardyńskiego.

Na terenie MPK występują też liczne strumienie, np. Blankowa Struga, Pierwos czy Uklanka. Przez północno-zachodnią część Parku przbiega dział wodny I rzędu między dorzeczami Wisły i Pregoły. Obszar MPK z rynnami: mrągowską oraz jezior Probarskiego i Juksty jest odwadniany przez Pregołę, a pozostały należy do dorzecza Wisły.



Rzeka Krutynia (fot. J. Rychel)

BUDOWA GEOLOGICZNA

Obszar MPK jest położony w obrębie platformy wschodnioeuropejskiej (w jej części zwanej wyniesieniem mazursko-suwalskim), która stanowi rozległą jednostkę geologiczną zbudowaną ze skał magmowych: granitoidów, ryolitów i pegmatytów oraz metamorficznych: łupków i gnejsów, tzw. cokołu krystalicznego (krystaliniku), utworzonych w proterozoiku. Na skałach tych leżą prawie poziomo utwory tzw. pokrywy osadowej, które powstały w fanerozoiku: paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku (fig. 1). Najstarszymi są piaskowce, mułowce i iłowce utworzone w płytkich morzach epikontynentalnych okresowo zalewających kontynent podczas starszego kambru (terenewu). Powyżej występują zlepieńce permu dolnego ze skałami piroklastycznymi świadczącymi o procesach wulkanicznych i permu środkowego deponowane w środowisku lądowym. Nad nimi leżą morskie osady permu górnego (cechsztynu): dolomity, wapienie i mułowce z wkładkami anhydrytów.

Zabarwione na czerwono: piaskowce, iłowce, mułowce, zlepieńce i łupki triasu dolnego powstały w środowisku lądowym. W płytkich i ciepłych morzach triasu środkowego osadziły się wapienie i margle, a mułowce, iłowce i piaskowce triasu górnego deponowane były w warunkach lądowych. Piaskowce i mułowce jury dolnej to osady śródlądowe, zaś piaskowce i mułowce jury środkowej powstały w ciepłych morzach.

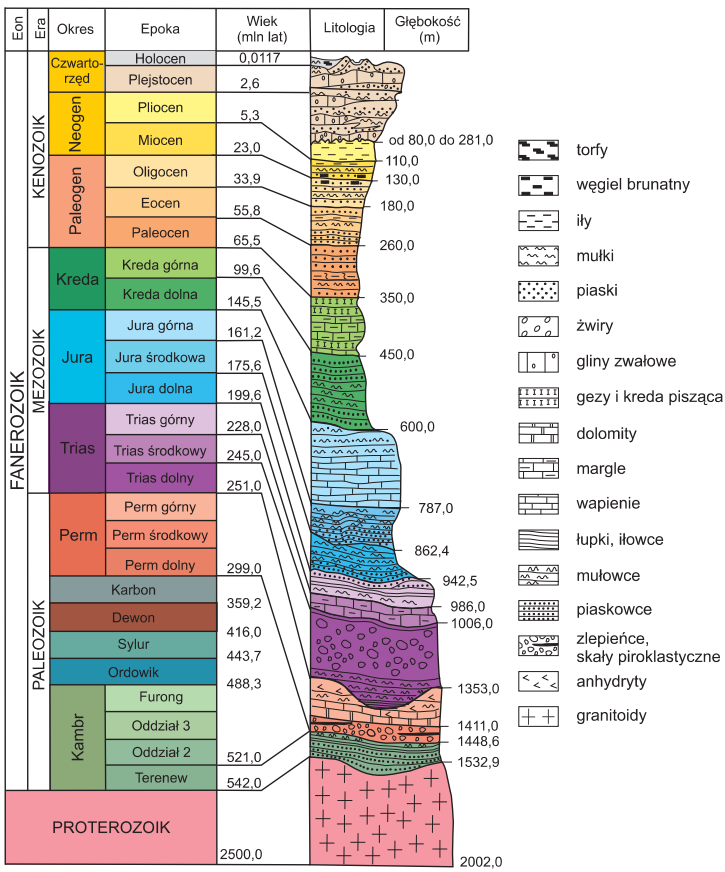


Fig.1. Profil litologiczno-stratygraficzny z rejonu MPK (stratygrafia wg Wagnera, red., 2008; zmieniona)

Jura górna reprezentowana jest przez morskie wapienie i mułowce piaszczyste. Serię osadów mezozoicznych kończą piaskowce i mułowce kredy dolnej powstałe w głębokich morzach oraz morskie wapienie, kreda pisząca, margle i gezy kredy górnej.

Wyżej leżą osady paleogenu i neogenu. Piaski, mułki, iły z glaukonitem i fauną paleocenu wykształcone są w facjach morskich lub lądowych. Morskie utwory eocenu to piaski, mułki i iły, a płytkomorskie, lagunowe lub wręcz lądowe oligocenu to piaski kwarcowo-glaukonitowe oraz piaski i mułki z domieszką substancji brunatnowęglowej i z przewarstwieniami węgla brunatnego. Podczas neogenu omawiany obszar był lądem ze słodkowodnymi jeziorzyskami, w których podczas miocenu następowała akumulacja iłów, mułków i piasków z wkładkami węgla brunatnego, a w pliocenie, rzadko spotykanych na terenie MPK, jeziorzyskowych iłów pstrych znanych z okolic Piecek.

Akumulacja osadów czwartorzędowych zachodziła w ciągu ostatnich 2,6 mln lat, głównie w plejstocenie. Największa na obszarze MPK ich miąższość wynosi 281 m.

W czasie poprzedzającym zlodowacenia (2600–950 tys. lat temu) obszar Parku był niszczony (erodowany). Następnie (950,0–11,7 tys. lat temu) lądolody wielokrotnie przykrywały znaczną część Europy, w tym Polskę, wywierając wpływ na rzeźbę terenu i warunki środowiskowe. Na omawianym obszarze występują osady wszystkich zlodowaceń i interglacjałów kompleksów: południowopolskiego, środkowopolskiego i północnopolskiego (fig. 2). Podczas następujących po sobie nasunięć lądolodów (transgresji), na terenie Parku akumulowane były głównie osady lodowcowe (gliny zwałowe) i wodnolodowcowe (piaski i żwiry) oraz zastoiskowe (mułki i iły). Podczas ociepleń klimatu (interglacjałów) lądolody zanikały. Na terenach znajdujących się na południe od obszaru dzisiejszego Morza Bałtyckiego, w rzekach i jeziorach gromadziły się piaski i żwiry oraz mułki, iły i torfy.

Budowa geologiczna MPK została poznana dzięki głębokim wierceniom wykonanym w okolicy Wejsun (na terenie Parku) oraz Bezławek, Miłek i Góry (poza Parkiem).

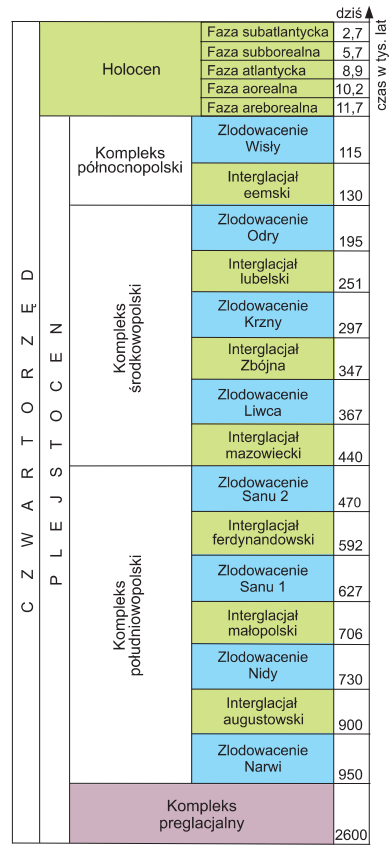


Fig. 2. Podział stratygraficzny czwartorzędu (wg Lindnera, Marksa, 2012, uzupełniony)

Rozwój rzeźby terenu. Powierzchnia MPK i jego otoczenia została ukształtowana w czasie ostatniego zlodowacenia – Wisły, kiedy lądolód skandynawski dwukrotnie przykrywał obszar obecnego Parku, oraz w holocenie.

Około 55 tys. lat temu czoło lądolodu tego zlodowacenia sięgnęło, w przybliżeniu, 30 km na południe od południowych granic Parku. Jednak ani osady, ani formy powstałe w tym czasie nie odsłaniają się na powierzchni terenu.

Około 25 tys. lat temu, w wyniku ponownego ochłodzenia, lądolód zlodowacenia Wisły po raz drugi nasunął się na omawiany obszar. Około 22 tys. lat temu jego czoło zatrzymało się na południe od jezior Spychowskiego i Kierwik oraz Jeziora Nidzkiego (fig. 3). Ten okres postoju lądolodu nazywany jest fazą leszczyńską. Podczas topnienia (deglacjacji) akumulowane były gliny zwałowe. W wyniku przepływu wód roztopowych w tunelach lub szczelinach pod lądolodem tworzyły się głębokie rynny subglacjalne. W strefie czoła powstały moreny czołowe akumulacyjne zbudowane ze żwirów, głazów oraz piasków, rzadziej

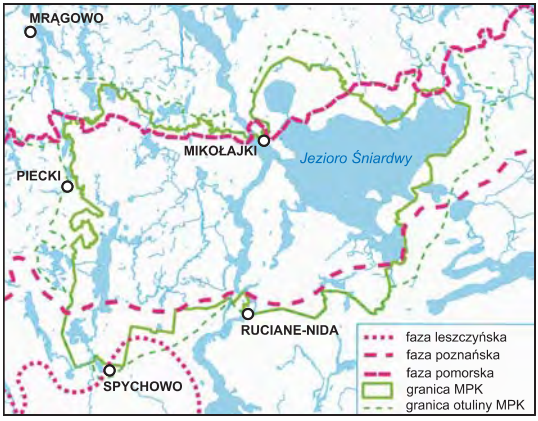


Fig. 3. Zasięgi faz postojowych lądolodu zlodowacenia Wisły w skali 1:500 000 (S. Lisicki, J. Rychel)

z glin zwałowych, a przed czołem lądolodu akumulowane były piaski i żwiry wodnolodowcowe, tworząc rozległe powierzchnie (równiny, stożki) sandrowe. Następnie moreny czołowe rozmywane były przez powierzchniowe wody roztopowe (szczególnie we wschodniej części obszaru) bądź zostały przykryte młodszymi osadami sandrowymi.

Po okresie deglacjacji (ok. 20 tys. lat temu), podczas postojowej fazy poznańskiej zlodowacenia Wisły, czołow lądolodu zatrzymało się w rejonie południowych brzegów Jeziora Mokrego, Rucianego-Nidy i na południe od jeziora Śniardwy (fig. 4a). Przemieszczające się masy lodu, pod wpływem nacisku i ruchu, spiętrzały osady pod czołem lądolodu, tworząc moreny czołowe z wyciśnięcia. Dziś można je obserwować na obszarze okalającym od południowego wschodu misę jeziora Śniardwy. Podczas topnienia lądolodu, bezpośrednio przed jego czołem gromadziły się osady, formując strefę pagórków moren czołowych. Są one widoczne na linii: Machary–Stare Kiełbonki–Zgon–Wojnowo i dalej na północ od Rucianego-Nidy, przez rejon Zdor i na południe od Orzysza. Ich wysokości względne wynoszą 5–10 m. W rejonie Wojnowa i Rutki wydłużone wzgórza moren czołowych zbudowane są w znacznym stopniu z głazów narzutowych (tzw. moreny blokowe), które tworzą tu rozległe głazowiska. Nagromadzenia głazów w postaci kamienistych raf występują też na dnie jeziora Śniardwy w rejonie Szerokiego Ostrowia – wyspy na jeziorze Śniardwy.

Pod stopą lądolodu, w jego brzeżnej części, uformowały się misy (depresje) końcowe (duże, niezbyt głębokie zagłębienia, występujące zwykle na zapleczu łuku moren czołowych): najrozleglejsza misa późniejszego jeziora Śniardwy, mała misa jeziora Duś koło Wojnowa i misa jeziora Nawiady. Wtedy też powstały rynny subglacjalne Jeziora Mokrego i jezior Bełdany i Mikołajskiego. Wyloty tych rynien tworzyły bramy lodowe, którymi wypływały spod lądolodu silne strumienie wód roztopowych transportując piaski i żwiry, składane na obszarze obecnej Równiny Mazurskiej. Po okresie deglacjacji frontalnej (topnienie od czoła lądolodu), następował rozpad lądolodu na fragmenty (płaty), w których zaczęły się tworzyć szczeliny, rozpadliny i przetainy. W wyniku deglacjacji arealnej (powierzchniowe zanikanie lądolodu poprzez wytapianie od góry) składane były w nich głównie piaski i żwiry przyszłych form szczelinowych i kemów, przykryte w końcowym etapie sedymentacji osadami błotnistymi (glinami spływowymi). Formy szczelinowe utworzyły się w rejonie jeziora Majcz Wielki koło Lipowa i między Krutynią a Uktą. Najlepiej wykształcone wzgórza kemowe o płaskiej powierzchni (plateau) występują na północ od jeziora Śniardwy (np. Góra Dębowa), a znacznie mniejsze pagórki w obrębie wysoczyzny polodowcowej (morenowej) na północ od Wojnowa. Kemy w formie wydłużonych wałów utworzyły się na Szerokim Ostrowiu.

Około 17 tys. lat temu, podczas fazy pomorskiej czoło lądolodu uformowało się równoleżnikowo w północnej części Równiny Mazurskiej i po północnej stronie jeziora Śniardwy (fig. 4b). Przed czołem długo stagnującego lądolodu, w rejonie między jeziorami Tuchlin i Śniardwy oraz na północny zachód od Orzysza, powstały moreny z wyciśnięcia. W czasie deglacjacji frontalnej została uformowana strefa wydłużonych pagórków i wzgórz moren czołowych o wysokości 10–20 m w rejonie: Krzywe–Jakubowo–Zełwągi–Mikołajki–Drozdowo i na południe od Cierzpięt, o szerokości od 0,5–1,5 km do ponad 3 km. Na zapleczu tych moren, pod stopą lądolodu powstały misy końcowe, obecnie wypełnione wodami jezior: Kuc, Inulec i Łuknajno oraz dalej w kierunku północno-wschodnim – osadami jeziornymi i bagiennymi rozległego Nietlickiego Bagna (poza Parkiem). W tym czasie uformowane zostały rynny subglacjalne dzisiejszych jezior: Tyrkło, Tałty, Probarskie–Juksty i Wągiel–Wierzbowskie (rynna mrągowska). W trakcie deglacjacji arealnej, między bryłami lodu, na zachód od granicy MPK, w rejonie Piecek i na obszarze wysoczyzny wokół Ukty, powstawały moreny martwego lodu zbudowane z piasków, żwirów, głazów i glin zwałowych.

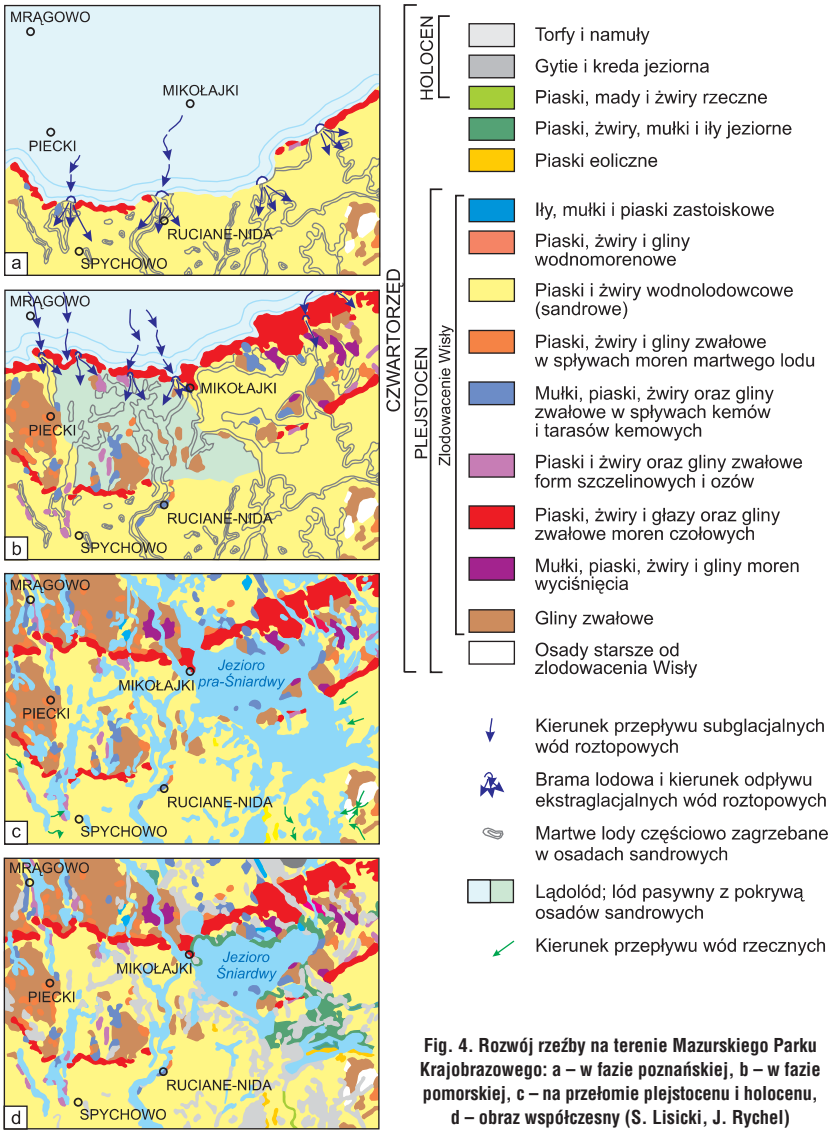


Fig. 4. Rozwój rzeźby na terenie Mazurskiego Parku Krajobrazowego: a – w fazie poznańskiej, b – w fazie pomorskiej, c – na przełomie plejstocenu i holocenu, d – obraz współczesny (S. Lisicki, J. Rychel)

Między odsłaniającymi się fragmentami wysoczyzny morenowej a bryłami martwego lodu płynęły wody akumulujące osady tarasów kemowych, np. koło Dziubieli – po północnej stronie jeziora Śniardwy. W tym samym czasie, w zachodniej części Parku, w rejonie między rynną mrągowską i rynną Jeziora Mokrego, a rynną jeziora Bełdany, osady sandrowe były akumulowane na płacie lodu pasywnego (nie mającego kontaktu z lodem aktywnym). W późniejszym czasie płat ten podzielił się na liczne bryły martwego lodu, które następnie zostały wytopione pod materiałem wodnolodowcowym. Na powierzchni sandru powstało wiele zagłębień. Taki sandr nazywa się sandrem dziurawym. Podobne zagłębienia występują na całym obszarze MPK. We wschodniej części Parku osady sandrowe były składane na rozległym płacie martwego lodu wypełniającym misę przyszłego jeziora Śniardwy i dalej na południe od tego jeziora.

Przy strefie czołowomorenowej (fazy pomorskiej) powierzchnia sandru znajduje się na wysokości 160–180 m n.p.m. Następnie stopniowo obniża się ku południowi w obszar Równiny Mazurskiej o wysokości 130–140 m n.p.m. W czasie gdy lądolód zamierał i rozpadał się, rynny subglacjalne zostały wypełnione bryłami martwego lodu. W bryłach utworzyły się przetainy i rozpadliny, a w nich były akumulowane osady kemów (np. na wchód od jeziora Łuknajno). Wody roztopowe, płynące pomiędzy bryłami wypełniającymi subglacjalne rynny: mrągowską oraz jezior Probarskiego i Juksty, akumulowały osady przyszłych form szczelinowych, szczególnie malowniczych w rejonie na południe od Mrągowa – koło Wierzbowa. Osady moren martwego lodu występują powszechnie na zapleczu strefy moren czołowych między Mrągowem a Mikołajkami. W tym czasie czoło lądolodu znajdowało się ok. 12–25 km na północ od granic Parku. Płynące od lądolodu wody roztopowe wykorzystywały część rynien subglacjalnych, tworząc przepływy o kierunku południkowym albo formowały samodzielne doliny rzek roztopowych o rozwidlających i łączących się korytach, np. szlak sandrowy o kierunku z północnego zachodu na południowy wschód w rejonie Drozdowo–Okartowo. Wody te były zbierane przez powstającą na południu dolinę pra-Pisy i doliny mniejszych cieków. W wyniku ocieplania się klimatu topniały bryły martwego lodu odsłaniając pagórki, wały i wzgórza form akumulacyjnych oraz płaty polodowcowej wysoczyzny morenowej wznoszącej się od ok. 165 m n.p.m. w części północno-zachodniej do ok. 125 m n.p.m. w części południowo-wschodniej. Na piaskach i żwirach sandrów tworzyły się miejscami pokrywy osadów wodnomorenowych, czyli błota morenowego spływającego z brył martwego lodu na przemian z osadami krótkich przepływów wodnych. W obniżeniach terenu, głównie na glinach zwałowych daleko przed czołem lądolodu, powstawały zbiorniki wodne, w których osadzały się mułkowo-ilaste i mułkowo-piaszczyste osady zastoiskowe. W tym czasie panowała pustynia arktyczna i rozwinęła się wieloletnia zmarzlina.

Pod koniec plejstocenu (ok. 15,0–11,7 tys. lat temu), w okresach chłodniejszych i na początku holocenu, rozwijały się intensywne procesy wietrzenia i erozji. Spowodowało to powstanie pokryw osadów zwietrzelinowych – eluwialnych (pozostających po wietrzeniu) oraz deluwialnych (przemieszczanych po stokach i składanych na wtórnym złożu osadów eluwialnych). Na obszarach sandrowych tworzyły się pokrywy piasków eolicznych, miejscami w formie wydm (np. na wschód od Wejsun).

Na przełomie plejstocenu i holocenu, głównie w miejscach dzisiejszych jezior wytopiły się zakonserwowane w osadach bryły martwego lodu. Spowodowało to osiągnięcie przez wody jeziorne największej objętości, najwyższego poziomu i największego zasięgu (fig. 4c), co spowodowało depozycję osadów jeziornych (starszych) również poza obszarem obecnych jezior (np. w pra-Śniardwach). Starsze osady jeziorne występują po północnej stronie jeziora Śniardwy i między jeziorem Śniardwy a jeziorem Roś.

Holocen rozpoczął się 11,7 tys. lat temu. Obszar tundry przekształcił się w lasotundrę. Pod koniec fazy preborealnej (ok. 10,2 tys. lat temu) wytopiły się pozostałe bryły martwego lodu i na terenie Parku zaczęły tworzyć się koryta rzeczne. Dolina Krutyni na odcinku do jeziora Bełdany jest doliną głównie o charakterze erozyjnym. W fazie borealnej (ok. 10,2–8,9 tys. lat temu) na terenie MPK rosła tajga (lasy iglaste). Poziom wód w jeziorach obniżył się o ok. 6–8 m, co było spowodowane wciągnięciem jezior w rzeczny odpływ powierzchniowy. W jeziorach rozpoczęła się akumulacja najmłodszych osadów, mineralnych i węglanowych. Miąższość gytii (osadów pochodzenia organicznego składających się z fragmentów roślin, iłu i fitoplanktonu) i kredy jeziornej w Śniardwach dochodzi do 10 m. W fazie atlantyckiej (ok. 8,9–5,7 tys. lat temu) poziom wody w jeziorach podwyższył się o ok. 4 m, a w fazie subborealnej (ok. 5,7–2,7 tys. lat temu) obniżył o ok. 1–2 m i był nadal niższy od współczesnego. Faza atlantycka charakteryzowała się najcieplejszym klimatem w holocenie i przewagą lasów liściastych, natomiast subborealna – powolnym ochłodzeniem i przewagą lasów mieszanych i iglastych. Ostateczne podwyższenie poziomu wody w jeziorach miało miejsce na początku fazy subatlantyckiej (ok. 2,7 tys. lat temu). Od tego czasu tworzą się, przy znaczącym udziale wiatrów zachodnich, wysokie brzegi klifowe położone m.in. we wschodniej części jeziora Śniardwy. Od początku holocenu, w obniżeniach terenu (głównie na sandrze, na zachód od Jeziora Nidzkiego) były akumulowane namuły, a w głębszych zbiornikach – gytie i kreda jeziorna. Na obszarach płytkich zbiorników wodnych, wypełnionych osadami mineralnymi i gytiami, powstały torfowiska (obecnie równiny torfowe), np. gytiowisko i torfowisko na obszarze rezerwatu Nietlickie Bagno (fig. 4d). Wypełnianie osadami i zarastanie zbiorników trwa do dzisiaj.

W ciągu 11 tys. lat misy jezior zostały wypełnione osadami dennymi w około 30%, w tym jeziora rynnowe w 20–25%, jezioro Śniardwy w 30–35%, a płytkie jeziora, np. jeziora Seksty czy Łuknajno – w ok. 80%. Można więc przypuszczać, że za ok. 20 tys. lat znikną ostatnie jeziora, ulegną spłaszczeniu wyniosłości terenu, a krajobraz mazurski stanie się monotonnym krajobrazem staroglacjalnym.

Najwyższym wzniesieniem na obszarze Parku jest morena czołowa w Krzywych Górach na południe od Mrągowa (206,3 m n.p.m.), zaś najniżej położone obszary znajdują się przy Kanale Jeglińskim w południowo-wschodniej części otuliny Parku (115,5 m n.p.m. – poziom jezior Śniardwy i Bełdany). Lokalne deniwelacje terenu wynoszą do 35 m.

STANOWISKA GEOLOGICZNE

1. Rynna mrągowska koło Wierzbowa 21°19'20"E; 53°48'57"N

Punkt widokowy na subglacjalną (podlodowcową) rynnę mrągowską z Jeziorem Wierzbowskim znajduje się w Wierzbowie na północny-zachód od granicy otuliny MPK. Rynna ma przebieg południkowy, a po jej zachodniej stronie występują wały piaszczysto-żwirowych form szczelinowych, których kulminacje wznoszą się ponad 20 m nad taflę wody w jeziorze. Rynna powstała pod lądolodem w starszych glinach zwałowych (zlodowacenia Odry), w wyniku erozyjnej działalności rzeki (subglacjalnej), płynącej w kanale utworzonym pod lądolodem (fig. 5a), poniżej transportowanej masy błotnistej (warstwy trakcyjnej). Towarzyszące rynnie formy szczelinowe utworzyły się w czasie deglacjacji, podczas fazy pomorskiej. Wtedy to w martwym lodzie konserwującym rynnę i jej otoczenie (fig. 5b) powstały szczeliny, którymi płynęły na południe wody roztopowe. Były to rzeki płynące po powierzchni lądolodu, prowadzące wody z jego topnienia (supraglacjalne) i akumulujące w szczelinach piaski i żwiry wodnolodowcowe. Po częściowym wytopieniu brył lodu z osadów tych utworzyły się formy szczelinowe (fig. 5c), a wody roztopowe rozlewały się szerzej, akumulując piaski i żwiry wodnolodowcowe równiny szlaku sandrowego. Po całkowitym wytopieniu lodu najgłębsze części rynny zostały wypełnione wodą i zaczęła się akumulacja osadów jeziornych (gytii, mułków i piasków).

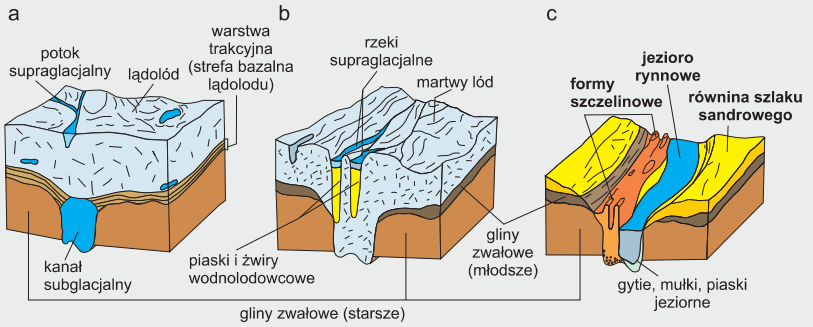


Fig. 5. Schemat powstawania rynny subglacjalnej i form szczelinowych (M. Morawski, T. Trzebiatowski)

2. Misa końcowa jeziora Inulec 21°29'22"E; 53°48'39"N

Punkt widokowy na jezioro Inulec znajduje się na parkingu przy szosie z Mikołajek do Mrągowa, na obszarze otuliny MPK. Wody jeziora wypełniają misę końcową, którą otacza od południa, widoczna na horyzoncie, porośnięta lasami, strefa czołowomorenowa fazy pomorskiej. Gdy czoło lądolodu podczas tej fazy znajdowało się w rejonie południowych brzegów obecnego jeziora Inulec, na obszarze późniejszej misy końcowej, pod lądolodem, miała miejsce egzaracja (erozja lodowcowa) czyli niszczenie skał podłoża przez aktywny lód. Materiał skalny był wynoszony wzdłuż płaszczyzn ślizgowych w strefie czoła lądolodu i akumulowany przez wody roztopowe w formie stożków marginalnych przyszłych moren czołowych (fig. 6a). W obrębie i na zapleczu stożków, w wyniku spływania błota morenowego, były również akumulowane osady ablacyjne, głównie gliny spływowe, a na przedpolu stożków – starsze osady wodnolodowcowe. W czasie wytapiania się rozległego płata martwego lodu na obszarze depresji końcowej (fig. 6b) osadziły się miejscami młodsze piaski i żwiry wodnolodowcowe. Po wytopieniu lodu powstało jezioro oraz odsłoniły się gliny zwałowe, które wyścielają misę końcową i tworzą również polodowcową wysoczyznę morenową na jej północnym zapleczu.

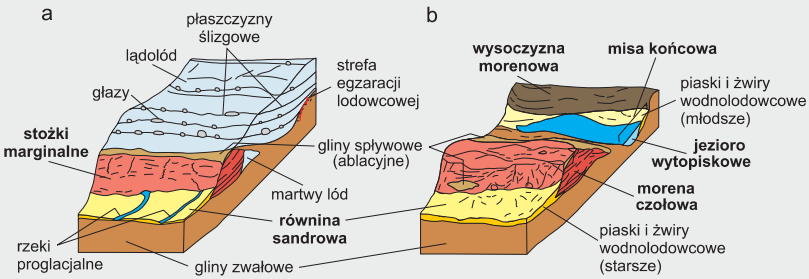


Fig. 6. Schemat powstawania moreny czołowej wraz z misą końcową i rozwiniętym w jej obrębie jeziorem wytopiskowym (M. Morawski, T. Trzebiatowski)

3. Morena czołowa koło Świniego Oka 21°26'58"E; 53°47'48"N

Odsłonięcie znajduje się w strefie czołowomorenowej fazy pomorskiej, we wzgórzu o wysokości względniej ponad 10 m, w okolicach miejscowości Świnie Oko. W wyrobisku (piaskowni-żwirowni) o wysokości ścian do 12 m, odsłaniają się warstwowane piaski, głównie różnoziarniste, ze żwirami. Osady te były akumulowane w formie stożków marginalnych przez wody roztopowe wypływające od czoła lądolodu. Na przedpolu stożków, z piasków i żwirów niesionych przez wody roztopowe w rzekach proglacjalnych (zasilanych wodami z lodowca), powstała równina sandrowa (fig. 6a). W strefie kontaktu z lodem utworzyły się gliny spływowe (ablacyjne). Po wytopieniu lodu osady stożków marginalnych przekształciły się w morenę czołową (fig. 6b). We wschodniej części odsłonięcia osady czołowomorenowe są zdeformowane w wyniku lokalnego nacisku lądolodu (zaburzone glacitektonicznie) z kierunku południowo-wschodniego.

4. Forma szczelinowa w Lipowie 21°26'12"E; 53°46'28"N



Wał formy szczelinowej w Lipowie (fot. J. Rychel)

Formy szczelinowe w rejonie Lipowa powstały podczas fazy poznańskiej. Znajdują się na małym płacie wysoczyzny morenowej otoczonej równiną sandrową i mają przebieg południkowy. Największa z nich wznosi się ponad 15 m nad powierzchnią lokalnych torfowisk. W formie tej znajduje się wyrobisko (piaskownia-żwirownia) o wysokości ścian do ok. 8,5 m. W ścianie widoczne są osady piaszczysto-żwirowe z wkładką warstwy piaszczysto-mułkowej na gł. 2,5–3,0 m. Stoki formy pokrywają piaski gliniaste ze żwirami i gliny spływowe (ablacyjne). W rejonie obecnego jeziora Majcz Wielki powstało zagłębienie, w którym zalegała bryła martwego lodu. W wyniku przepływu wód roztopowych z północy na południe, w szczelinach znajdujących się w bryle deponowane były piaski i żwiry wodnolodowcowe, miejscami gliny spływowe (fig. 7a).

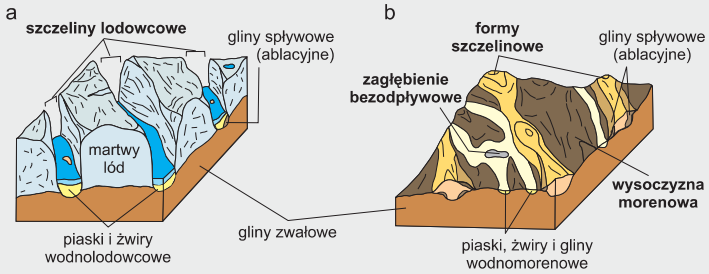


Fig. 7. Schemat powstawania form szczelinowych (M. Morawski, T. Trzebiatowski)

Pod koniec akumulacji osadów wodnolodowcowych z topniejącej bryły lodowej ponownie spłynęły do szczelin osady ablacyjne. Martwy lód wytapiał się, a z osadów wodnolodowcowych, zakorzenionych w glinach zwałowych, utworzyły się formy szczelinowe (fig. 7b). Podczas zaawansowanej deglacjacji miały miejsce lokalne przepływy wód roztopowych, które osadzały piaski i żwiry, a z martwego lodu spływały gliny, tworząc osady wodnomorenowe. Śladami po martwym lodzie są liczne zagłębienia bezodpływowe wypełnione deluwiami.

5. Morena czołowa koło Prawdowa 21°32'28"E; 53°47'35"N

Znajduje się ona w strefie czołowomorenowej fazy pomorskiej, nieopodal szosy z Mikołajek do Mrągowa, w otulinie MPK. Wzgórze ma wysokość względną ok. 10 m, a wysokość ścian znajdującego się w nim odsłonięcia (piaskowni) wynosi ok. 7 m. W ścianie widoczne są silnie piaszczyste gliny spływowe (0,8 m), pod nimi mułki piaszczyste (0,4 m), a niżej piaski ze żwirami. Osady czołowomorenowe były akumulowane w formie stożków marglinalnych przez wody roztopowe wypływające od czoła lądolodu w kierunku południowym (fig. 6a).

6. Głaz na półwyspie Kusnort 21°37'43"E; 53°46'28"N



Granitowy głaz narzutowy na Półwyspie Kusnort (fot. J. Rychel)

Największy w Parku głaz narzutowy znajduje się na półwyspie Kusnort, na zachodnim brzegu jeziora Śniardwy. Jest to różowy granit Lemland, pochodzący z Wysp Alandzkich na Morzu Bałtyckim. Lądolód niósł odrywany od podłoża materiał skalny (egzaracja), który podczas postoju, w trakcie topnienia (deglacjacji), był deponowany. Głaz ten jest pomnikiem przyrody nieożywionej i ma ok. 12,2 m obwodu, ok. 4,1 m średnicy oraz ok. 2 m wysokości. Leży on na glinach zwałowych i był przytransportowany przez lądololód zlodowacenia Wisły. Na górnej powierzchni głazu znajdują się dwa wgłębienia – prawdopodobnie misy ofiarne wykute w czasach wczesnośredniowiecznych.

7. Taras kemowy koło Dziubieli 21°37'43"E; 53°46'28"N

Taras kemowy znajduje się przy rozwidleniu dróg między Dziubielami Małymi a Dziubielami, na północ od jeziora Śniardwy, przy północnej granicy Parku. Usytuowany jest on w północnej części małego płata wysoczyzny morenowej, na południe od strefy czołowomorenowej, a jego wysokość wynosi ok. 135 m n.p.m.



Taras kemowy w okolicach Dziubieli (fot. K. Czapla)

W krawędzi opisywanego tarasu znajduje się wyrobisko (żwirownia-piaskownia) o wysokości ścian ok. 9 m. W ścianie odsłonięcia od góry występują piaszczyste gliny spływowe (ablacyjne) (0,5–1,0 m), a poniżej widoczny jest kompleks piasków i żwirów wodnolodowcowych z przewarstwieniami piasków gliniastych, które miejscami przykrywają margiel kredowy. Pierwotne warstwowanie osadów jest zaburzone, głównie w północnej części odsłonięcia.

Żwiry i piaski tarasu kemowego leżą na glinach zwałowych zlodowacenia Wisły, odsłaniających się w dołach eksploatacyjnych, w obrębie wyrobiska.

Osady, z których zbudowany jest taras, były akumulowane w czasie deglacjacji i postoju czoła lądolodu na linii moren czołowych fazy poznańskiej, przez wody roztopowe płynące między glinami zwałowymi płata wysoczyzny morenowej i krawędzią martwego lodu na północy (fig. 8a). Pod koniec akumulacji powstały małe zbiorniki, w których osadzał się margiel kredowy. Lokalna oscylacja (wahanie) czoła lądolodu z północy i północnego-wschodu, stagnującego w strefie tworzących się moren czołowych fazy pomorskiej nieco dalej na północy, spowodowała

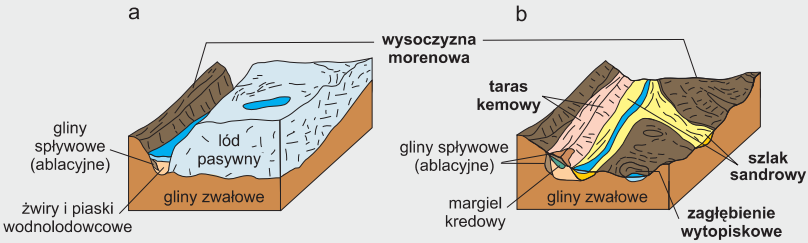


Fig. 8. Schemat powstawania tarasu kemowego (M. Morawski, T. Trzebiatowski)

zaburzenia glacitektoniczne (deformacje spowodowane naciskiem lądolodu) w obrębie części wcześniej złożonych osadów. W ostatnim etapie tworzenia się tarasu na osady kemowe spłynęły z brył lodowych piaszczyste gliny ablacyjne, a wody roztopowe płynące od strefy czołowomorenowej utworzyły szlak sandrowy i osadziły na glinach zwałowych piaski i żwiry wodnolodowcowe (fig. 8b).

8. Klif nad jeziorem Śniardwy w okolicy Kwiku 21°47'25"E; 53°44'21"N

Czynny klif znajduje się we wschodnim brzegu jeziora Śniardwy, ok. 4 km na zachód od skrzyżowania szosy Orzysz–Pisz z drogą do miejscowości Kwik. Klif czyli faleza to urwisko brzegowe, stroma, pionowa ściana utworzona w wyniku abrazji, czyli podmywania podstawy ściany. Opisywany klif ma wysokość ok. 6 m, a rzędna terenu w jego stropie wynosi ok. 122 m n.p.m. Pod piaszczystymi osadami sandrowymi (2 m) odsłaniają się gliny zwałowe zlodowacenia Wisły (ponad 4,0 m). Ułożenie żwirów występujących w środkowej części glin wskazuje na lokalne nasuwanie się lądolodu z kierunku północno-wschodniego. W spągu glin zwałowych spotykane są duże żwiry i głazy z obróbką eoliczną (oszlifowane przez drobny materiał skalny niesiony przez wiatr), a jeden z nich można obserwować u podstawy klifu w jego południowej części.



Klif w okolicach Kwiku (fot. J. Rychel)

9. Klif w kemie na Szerokim Ostrowiu 21°44'12"E; 53°44'07"N

Klif znajduje się na Szerokim Ostrowiu – największej wyspie jeziora Śniardwy, w jej zachodnim brzegu. Wysokości ścian klifu dochodzą do ok. 9 m, a rzędna terenu w jego stropie wynosi ok. 125 m n.p.m. W górnej części ściany klifu odsłaniają się gliny spływowe (2,5 m) z nagromadzeniami i smugami węglanu wapnia i przewarstwieniami piasków pyłowatych. Pod glinami występują piaski drobnoziarniste i pyłowate o nachyleniu (upadzie) warstw dochodzącym do 40°. W piaskach widoczne są struktury deformacyjne (uskoki, pogrązy).

Osady kemu na Szerokim Ostrowiu powstały w czasie fazy poznańskiej, w szczelinowej rozpadlinie lodu (pasywnego) wypełniającego nieckę przyszłego jeziora Śniardwy (fig. 9a). W rozpadlinie tej były składane drobnopiaszczyste i mułkowe osady, przykryte w ostatnim etapie akumulacji glinami ablacyjnymi spływającymi z powierzchni topniejącego lodu. W czasie postępującej deglacjacji bryły lodu między przetainami topniały, co spowodowało utratę podparcia osadów i przechylenie pierwotnie ułożonych ich warstw zgodnie z nachyleniem stoków form. Między kemami powstały małe jeziora wytopiskowe, przekształcone później w torfowiska (fig. 9b).



Klifowy brzeg jeziora Śniardwy na Szerokim Ostrowiu (M. Morawski)

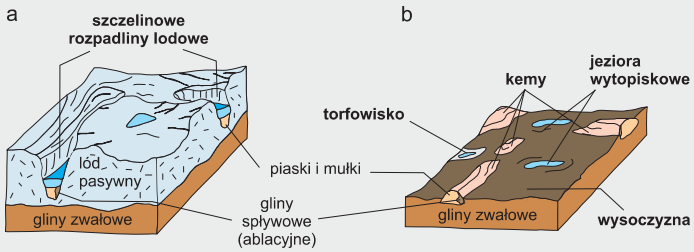


Fig. 9. Schemat powstawania kemu (M. Morawski, T. Trzebiatowski)

10. Sandr koło Popielna 21°37'27"E; 53°44'30"N

Okazałe odsłonięcie w sandrze jest usytuowane w lesie po zachodniej stronie jeziora Śniardwy, na północ od jeziora Warnołty i 0,8 km na południe od Popielna. Powierzchnia sandru rozciąga się na wysokości ok. 125 m n.p.m, a wysokość ścian odsłonięcia (piaskowni-żwirowni) dochodzi do 9 m. W ścianie widoczne są warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste (2 m), a pod nimi też warstwowane piaski różnoziarniste ze żwirami. Nachylenie warstw wskazuje na kierunek transportu osadów z północnego zachodu. W stropowej części, do głębokości ok. 1 m, warstwowanie osadów jest zatarte w wyniku działania procesów peryglacjalnych (mrozowych).



Warstwowania w stożku sandrowym Popielna (fot. M. Morawski)

Warstwowane osady piaszczysto-żwirowe powstawały w korytach szybko płynących, proglacjalnych rzek roztokowych, biorących swój początek w formującej się na północy strefie czołowomorenowej w czasie fazy pomorskiej (poziom wyższy) i później w czasie następnych postojów czoła lądolodu (poziom niższy) (fig. 10a). W ostatnim etapie akumulacji, gdy prędkość przepływu wód zmalała, zostały osadzone drobniejsze osady piaszczyste.

Miejscami, w zachodniej części Parku, np. w rejonie Jeziora Mokrego (stanowisko geologiczne 14), osady sandrowe zostały złożone na rozpadającym się na bryły lodzie pasywnym. Po stopieniu brył martwego lodu na powierzchni sandru utworzyły się zagłębienia i powstał sandr dziurawy (fig. 10b).

W czasie, gdy czoło lądolodu znajdowało się znacznie na północ od granic Parku, na obszarze powstałego sandru panował klimat pustyni arktycznej, w którym stropowe części osadów podlegały silnemu wietrzeniu mechanicznemu.

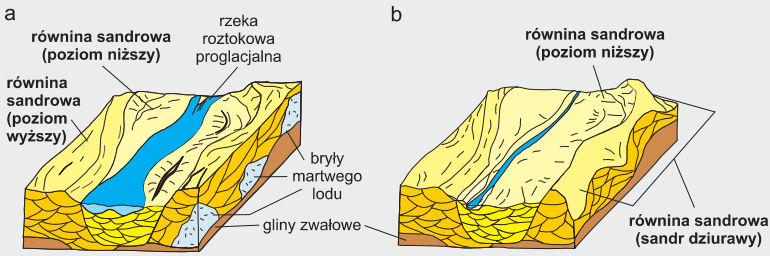


Fig. 10. Schemat powstawania sandru (M. Morawski, T. Trzebiatowski)

11. Morena martwego lodu koło Osiniaka 21°29'52"E; 53°39'59"N

Pagórek o wysokości ok. 130 m n.p.m. znajduje się ok. 2 km na wschód od Wojnowa, przed miejscowością Osiniak. W odsłonięciu (żwirowni-piaskowni), o wysokości ścian dochodzącej do 7 m, w części stropowej widoczne są spływowe gliny piaszczyste i piaski gliniaste (2 m), a pod nimi piaski różnoziarniste przepełnione żwirami i zapylone, o strukturze masywnej. W dnie odsłonięcia znajdują się liczne głazy, niekiedy o średnicy ponad 1 m. Tego typu formy w rejonie Osiniaka powstawały w czasie deglacjacji arealnej między bryłami martwego lodu, na zapleczu moren czołowych fazy poznańskiej.

Wokół topniejących brył lodowych był akumulowany materiał żwirowo-piaszczysty (fig. 11a), a na ich powierzchni gromadził się gliniasty materiał ablacyjny. W dalszym etapie deglacjacji na osady żwirowo-piaszczyste spłynęły osady ablacyjne (fig. 11b), a na bryłach utworzyły się jeziora roztopowe. Po martwym lodzie pozostały zagłębienia wytopiskowe, niekiedy wypełnione wodami, a wokół zagłębień powstały wieńce moren martwego lodu (fig. 11c).

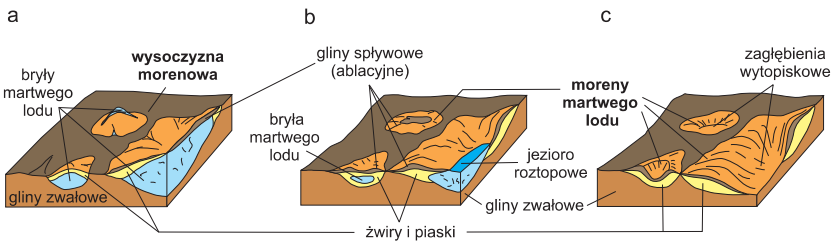


Fig.11. Schemat powstawania moreny martwego lodu (J. Rychel, T. Trzebiatowski)

12. Głazowe moreny czołowe koło Rosochy i Wojnowa 21°27'16"E; 53°39'13"N i 21°28'13"E; 53°39'08"N

Głazowe moreny czołowe (głazowiska) w okolicy leśniczówki Rostek i na południe od wsi Rosocha zajmują obszar o powierzchni 0,04 km^2, a na południe od wsi Wojnowo – o powierzhni 0,09 km^2. Głazowisko pod Wojnowem, to najliczniejsze skupisko głazów narzutowych na Mazurach (13 500 sztuk), z których większość to granitoidy i granitognejsy, porośnięte mchami i porostami. Obwody głazów wynoszą od ok. 2–3 m do 4–7 m, z czego największy to „śpiący słoń" (obwód 10 m). Głazy te zostały przytransportowane przez lądolód z obszaru Skandynawii ok. 24–19 tys. lat temu. Wielkie bloki skalne były odrywane od podłoża i wleczone przez lądolód, a podczas jego postoju, w trakcie deglacjacji frontalnej były deponowane w krótkich stożkach marginalnych (fig. 12a) – późniejszych, głazowych morenach czołowych (morenach blokowych) fazy poznańskiej (fig. 12b). Na przedpolu głazowych moren czołowych powstała równina sandrowa zbudowana z piasków i żwirów wodnolodowcowych, a na zapleczu gliniasta wysoczyzna morenowa i płytkie jezioro Duś, położone w wytopiskowej depresji końcowej.

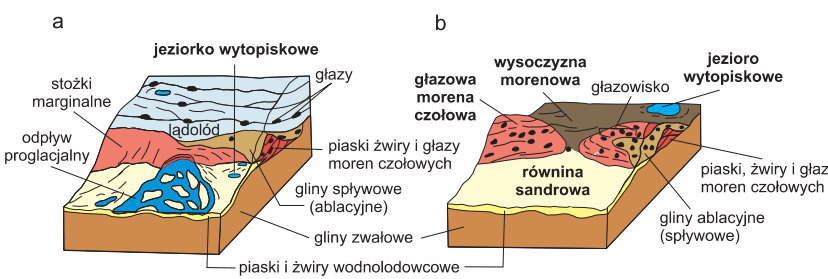


Fig.12. Schemat powstawania głazowych moren czołowych (M. Morawski, T. Trzebiatowski)

13. Jeziora dystroficzne w rezerwacie Zakręt 21°24'54"E; 53°41'07"N



Wyspa z pła na jeziorze dystroficznym w rezerwacie Zakręt (fot. W. Bzura)

Rezerwat znajduje się na zachód od wsi Krutyń. Ochronie podlegają tu małe, owalne, izolowane, śródleśne i bezodpływowe zbiorniki. Powstały one podczas deglacjacji, na skutek wytopienia brył martwego lodu zagrzebanych na sandrze w piaskach i żwirach wodnolodowcowych. Na dnie jezior polodowcowych osadziły się gytie. Takie zbiorniki, o ograniczonym dopływie wód gruntowych, zarastają od brzegów strefą szuwarów (fig. 13a). Wody w małych jeziorach dystroficznych osłonięte są od wiatrów wysokimi brzegami i drzewostanem i dzielą się w pionie na warstwy różniące się temperaturą (stratyfikacja termiczna). Różnice te latem mogą wynosić nawet 5–6°C na 1 m głębokości. Woda jest uboga w tlen i w mineralne substancje odżywcze oraz charakteryzuje się ciemnobrunatnym kolorem. Jest to wynik rozkładu substancji organicznych, np. liści, igliwia, gałęzi i typowego zespołu roślinności torfowiskowej (mszaru torfowcowego), którego głównym komponentem jest mech torfowiec. Mszar narasta od lądu w kierunku jeziora powodując jego zarastanie i powstanie torfów, a na powierzchni wody powstają pływające i uginające się kożuchy roślinne – pło. Takie pływające wyspy mogą być porośnięte niewielkimi drzewami – sosnami czy brzozami. W strefie przybrzeżnej tworzy się okrajek wodny (fig. 13b).

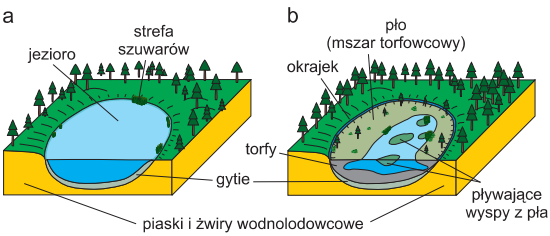


Fig.13. Schemat powstawania jeziora dystroficznego (J. Rychel, T. Trzebiatowski)

W rezerwacie Zakręt ukształtował się koncentryczny układ przestrzenny wysp zbudowanych z pła, w środku których rosną pojedyncze sosny, a wokół występują mszary przejściowotorfowiskowe.

14. Plaża nad Jeziorem Mokrym 21°23'55"E; N 53°41'26"N

Punkt widokowy zlokalizowany jest na wschodnim brzegu Jeziora Mokrego, które jest dużym jeziorem rynnowym. Wysokości pagórków sandru dziurawego (stanowisko geologiczne 10) w okolicy jeziora, miejscami przekraczają 150 m n.p.m., a ich wysokości względne wahają się w granicach od ok. 5 do ponad 15 m. Plaża usytuowana jest na tarasie jeziornym wznoszącym się do 3 m powyżej lustra wody (125–128 m n.p.m.). Taras ten zbudowany jest z piasków z przewarstwieniami kredy jeziornej. Powstał on na początku holocenu, w czasie gdy wody jezior osiągnęły swój największy zasięg.

WALORY KRAJOZNAWCZE

Najwięcej obiektów zabytkowych w rejonie MPK zlokalizowanych jest w miastach leżących na obrzeżach Parku: Mrągowie, Mikołajkach, Orzyszu i Piszu. Zachowały się tu historyczne układy urbanistyczne oraz zabytkowe domy i kamieniczki z przełomu XIX i XX w. Atrakcjami turystycznymi, znajdującymi się na terenie Parku i w jego bezpośrednim sąsiedztwie, są m.in. kościoły: gotycki w Nawiadach (z lat 1600–1603), barokowy w Okartowie (z 1799 r.), neogotycki w Ukcie (z 1845 r.) i eklektyczny w Baranowie (z lat 1904–1907), zespoły dworsko-parkowe w Baranowie (klasycystyczny dwór z połowy XVIII w.)



Dwór w Baranowie (fot. J. Rychel)



Młyn wodny w Zielonym Lasku na Krutyni (fot. J. Rychel)

i Brejdynach oraz parki podworskie w Kociołku Szlacheckim, Popielnie i Wężewie. Do innych, ciekawych zabytków należy młyn wodny (z XIX w.) na rzece Krutyni w Zielonym Lasku (Krutyńskim Piecku), wiatrak o konstrukcji stalowej w Zgonie oraz stare, drewniane chałupy w: Gałkowie, Inulcu, Karwiku, Krutyni, Mojtynach oraz Starych Kiełbonkach, Pieckach, Wejsunach, Woźnicach, Wygrynach, Zdorach i Zełwągach. Najbardziej okazały zespół obiektów zabytkowych Parku znajduje się we wsi Wojnowo. W leśniczówce Piersławek utworzono izbę poświęconą niemieckiemu pisarzowi Ernstowi Wiechertowi (1887–1950 r.) – najwybitniejszemu, niemieckojęzycznemu piewcy Mazur. W Wejsunach, w chałupie mazurskiej z XIX w., z inicjatywy Eugeniusza Bielawskiego – mazurskiego regionalisty i pedagoga, powstała izba regionalna, w której znajdują się dawne przedmioty codziennego użytku, sprzęty gospodarskie wykonane z drewna oraz liczne druki pokazujące historię Ziemi Piskiej.

Iznota – wieś nad jeziorem Bełdany z ośrodkiem turystycznym o nazwie **Galindia (Mazurski Eden)**, oaza ciszy i spokoju – bez łodzi motorowych i wodnych skuterów. Ośrodek składa się z hotelu, restauracji i pensjonatu. Są tam: pieczary, termy, lochy demonów, studnie głodowe, uroczyska leśne, rytualny krąg kamienny, skansen i labirynt Galindów.

Kadzidłowo – wieś, w której znajduje się zabytkowa Osada Kulturowa będąca własnością jej twórców – Danuty i Krzysztofa Worobców. W Osadzie znajduje się sześć drewnianych budynków przeniesionych z okolicznych wiosek, w tym: podcieniowa chałupa z przełomu XVIII i XIX w. przeniesiona z nieodległego Warnowa, w której mieści się muzeum, chałupa z początku XX w. z północnych Kurpiów, w której znajduje się Oberża pod Psem czy podcieniowa kuźnia z XIX w., w której urządzono tradycyjną łaźnię parową – ruską bajnię. Izby i inne pomieszczenia budynków wypełniono starymi meblami, przedmiotami codziennego użytku i narzędziami gospodarczymi. Obok drewnianych zabudowań Osady znajduje się prywatny Park Dzikich Zwierząt. Utworzono go w celu poznania głównie rodzimych gatunków zwierząt (m.in. żubrów, danieli, koników polskich i jeleni). Są tu warunki zbliżone do ich naturalnego bytowania. Większość zwierząt jest oswojona z obecnością człowieka, dlatego możliwe jest ich karmienie i głaskanie (zwiedzanie tylko z przewodnikiem). Nieopodal Parku znajduje się dobrze utrzymany cmentarz staroobrzędowców z dwiema potężnymi pomnikowymi tujami i przebiega ścieżka dydaktyczna – Kadzidłowski Las.



Oberża pod Psem w Kadzidłowie (fot. S. Lisicki)

Mikołajki – żeglarska stolica Mazur z największym na Mazurach portem jachtowym. Znajduje się tu kościół ewangelicko-augsburski pod wezwaniem Świętej Trójcy z 1842 r., z wieżą z 1880 r. i cmentarzem (w pobliżu – Muzeum Reformacji Polskiej), a także kościół katolicki pod wezwaniem Matki Boskiej Różańcowej z 1910 r. oraz cmentarz żydowski. Można zobaczyć także: zespół młynowo-magazynowy, dworzec kolejowy, starą szkołę oraz umocnienia mostu pieszego i kolejowego.

Popielno – niewielka osada z końca XVII w. położona na Półwyspie Popielniańskim otoczonym jeziorami: Warnołty, Śniardwy, Mikołajskim i Bełdany. We wsi można zobaczyć: starą kuźnię i drewniane chałupy mazurskie z początku XX w., drewnianą stajnię, spichlerz z połowy XVIII w. i niemiecki cmentarz z przełomu XVIII i XIX w. Mieści się tu także Stacja Badawcza Rolnictwa Ekologicznego i Hodowli Zachowawczej Zwierząt PAN (m.in. konika polskiego), udostępniona do zwiedzania.



Zabytkowa wyłuszczarnia nasion (fot. S. Lisicki)

Ruciane-Nida – miasto, którego początki sięgają XVII w. Głównymi jego zabytkami są: katolicki kościół pod wezwaniem Matki Bożej Miłosierdzia (1905 r.) i do dziś czynna wyłuszczalnia nasion (1890 r.).

W Rucianem i Guziance znajdują się bunkry wieżowe, które wraz ze śluzą Guzianka (z XIX w.) wchodziły w skład węzła obronnego mającego chronić Prusy Wschodnie przed inwazją wojsk rosyjskich w czasie I wojny światowej.

Wojnowo – wieś założona w XIX w. przez jedną ze wspólnot rosyjskich staroobrzędowców – filiponów. Zabytki architektoniczne Wojnowa związane są z osadnictwem rosyjskim, które rozwijało się tu od 1830 r. Są to:

– monaster pod wezwaniem Zbawiciela i Trójcy Świętej – męski klasztor staroobrzędowców (fidosiejewców), wybudowany w 1847 r. nad jeziorem Duś, a od 1894 r. funkcjonujący jako monaster żeński, aż do śmierci ostatniej mniszki w 2006 r. Od tego momentu stanowi obiekt turystyczny. We wnętrzu znajdują się XIX-wieczne ikony, krzyże i srebrny żyrandol. Obok klasztoru jest cmentarz prawosławny;

– neogotycka molenna klasztorna – najstarsza staroobrzędowa budowla sakralna w Polsce. Wieża zwieńczona jest ośmiokończastym krzyżem. Na dzwonnicy znajduje się tylko jeden dzwon – trzy pozostałe zostały skonfiskowane w trakcie II wojny światowej;

– drewniana, prawosławna cerkiew pod wezwaniem Zaśnięcia Matki Bożej, wybudowana w latach 1921–1923 na wzór cerkwi rosyjskich z okolic Tweru. Przy cerkwi jest żeński monaster pod takim samym wezwaniem.

Zełwągi – wieś znana głównie z kaplicy wzniesionej dla Mormonów – pierwszego takiego budynku w tej części Europy. W latach 1945–1971 kaplica ta była jedyną placówką kościoła mormońskiego w Polsce. Znajduje się tu również galeria rzeźby Zdzisława Grunwalda i utworzone przez niego prywatne muzeum mormońskie.



Cerkiew w Wojnowie (fot. J. Rychel)

Szlaki piesze

Szlak Pisz–Giżycko (znaki czerwone): Pisz–Karwik (10 km)–Niedźwiedzi Róg (18 km)–Wejsuny (25,6 km)–Ruciane-Nida (33 km)–Mikołajki (54,7 km)–Ryn (17 km)–Giżycko (22 km). Część szlaku poza MPK.

Szlak im. Karola Małłka (znaki żółte): Krutyń–Jezioro Mokre (1,5 km)–rezerwat Królewska Sosna (6,5 km)–Karwica Mazurska (15 km)–leśniczówka Pranie (ostoja K.I. Gałczyńskiego w latach 1950–1953) (20 km). W obrębie MPK biegnie obok rezerwatów i pomników przyrody.

Szlak Ruciane-Nida–Piaski–Ruciane-Nida (znaki zielone): Ruciane-Nida–Guzianka (1,5 km)–Wejsuny Małe (6,5 km)–Ruciane-Nida (14,0 km). Szlak dla osób poszukujących ciszy i spokoju.

Szlak im. M. Wańkowicza (znaki niebieskie): Sorkwity–jezioro Lampackie–Naradki (5 km)–jezioro Piłakno–jezioro Borówko–Bieńki (17,5 km)–Gant (21,5 km)–Krawno–Babięta (34,6 km)–jezioro Zyzdrój (42 km)–Spychowo (49 km)–jezioro Kierwik (51 km)–jezioro Uplik (55 km)–Zgon (57 km)–rezerwat Królewska Sosna (59 km). Malowniczy szlak biegnący częściowo wzdłuż Krutyni, brzegów jezior i przez rezerwaty przyrody, dostępny także dla rowerzystów. Część szlaku poza MPK.

Szlaki rowerowe

Szlak Pętla Bełdany (znaki czerwone): Ruciane-Nida–Guzianka–Wejsuny–Onufryjewo–Popielno–Wierzba–Iznota– Wygryny–Guzianka–Ruciane-Nida (39,2 km, czas przejazdu ok. 5 h).

Szlak Pętla Wojnowska (znaki zielone): Ruciane-Nida–Wojnowo–Gałkowo–Kadzidłowo–Nowy Most–Iznota–Wygryny–Śluza Guzianka–Ruciane-Nida (40,2 km, czas przejazdu ok. 5–6 h).

Szlak Szeroki Bór (znaki żółte): Ruciane-Nida–Szeroki Bór–Wejsuny–Guzianka–Ruciane-Nida (24 km, czas przejazdu ok. 2–3 h).

Na terenie MPK można poruszać się także trasami rowerowymi z Krutyni (znaki niebieskie): **Jezioro Mokre, Rezerwaty Krutyńskie, Szlak Ernsta Wiecherta, Kadzidłowo–Krutynia Dolna, Szlak kulturowo-historyczny, Leśniczówka Pranie.**

Szlaki konne

Szlak konny przebiega drogami śródleśnymi Puszczy Piskiej, na południowy zachód od MPK (dł. ok. 55,5 km).

Szlaki kajakowe

Szlak kajakowy Krutyni uznawany jest za najpiękniejszy w Polsce i jeden z najpopularniejszych w Europie. Rzeka wraz z Jeziorem Krutyńskim jest rezerwatem przyrody. W całym dorzeczu obowiązuje strefa ciszy, a biwakowanie dozwolone jest tylko w miejscach do tego wyznaczonych i odpowiednio oznakowanych. Za początek szlaku uznaje się miejscowość Zyndaki (fig.14) znajdującą się poza Parkiem. Na teren Parku wpływa się za Spychowem Spychowską Strugą. Przed Wojnowem prawym dopływem Krutyni, zwanym powszechnie Dusianką, można dopłynąć do jeziora Duś i odwiedzić klasztor staroobrzędowców. Poniżej miejscowości Ukta rzeka nabiera dość dzikiego charakteru przez leżące w korycie liczne pnie drzew. W Guziance odbywa się śluzowanie. Szlak kończy się na jeziorze Nidzkim, przy ujściu rzeki Nidki, w stanicy wodnej PTTK w Rucianem-Nidzie.

Na szlaku znajduje się wiele stanic, portów i barów, szczególnie na odcinku między Krutynią a Uktą. Rzeka w obrębie rezerwatu Krutyń obfituje w miejsca do wypoczynku i kąpieli.

Szlaki żeglugowe

Mazury w obrębie MPK można zwiedzać z pokładu statków Żeglugi Mazurskiej (15.06–19.09; tel. (87) 428 25 78) na szlakach: Mikołajki–Jezioro Mikołajskie–jezioro Bełdany–jezioro Guzianka Mała–jezioro Guzianka Wielka (końcem trasy jest śluza komorowa Guzianka w Rucianem-Nidzie) oraz Ruciane-Nida–Mikołajki–Giżycko (adresy portów: Ruciane-Nida, ul. Dworcowa 4; Mikołajki, Plac Wolności 14; Giżycko, ul. Kolejowa 9). Niemal na całej długości szlaków ciągną się lasy Puszczy Piskiej. Statki kursujące regularnie wpływają na jezioro Śniardwy.

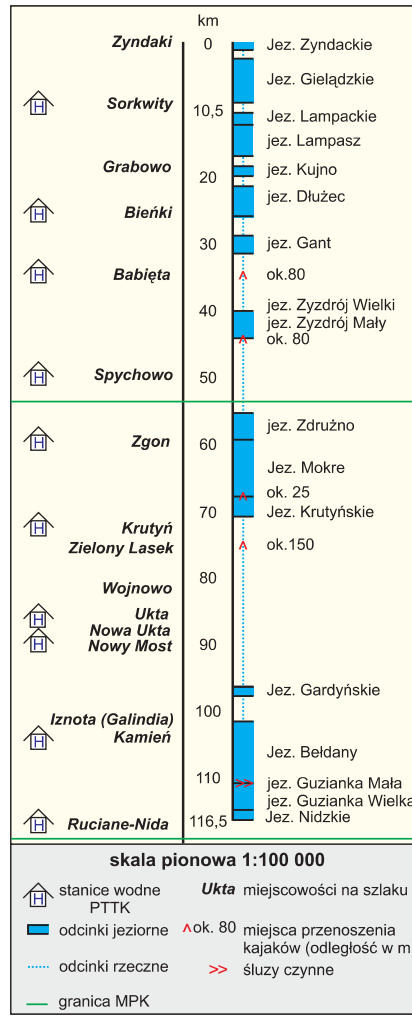


Fig.14. Kilometraż szlaku kajakowego Krutyni (I. Gryszkiewicz)

Na wszystkich jeziorach Parku (wody objęte przepisami o strefie ciszy), z wyjątkiem jezior: Śniardwy, Bełdany, Mikołajskie, Guzianka Wielka i Guzianka Mała, zabronione jest używanie silników spalinowych do łodzi i skuterów wodnych.

Wybrane ścieżki dydaktyczne

Rezerwat Zakręt (znaki zielone): ścieżka prowadzi przez rezerwat Zakręt wokół jednego z trzech jeziorek dystroficznych. Dostosowana do poruszania się wózkami inwalidzkimi (dł. ok. 3 + 0,5 km – powrót do Krutyni).

Rezerwat Krutynia (znaki zielone): Krutyń–rezerwat Krutynia. Ścieżka prowadzi wzdłuż brzegu rzeki do Jeziora Krutyńskiego (dł. ok. 2,5 + 2,5 km – powrót do Krutyni).

Krutyń–Zgon (znaki zielone): Krutyń–Jezioro Mokre–rezerwat Królewska Sosna–Zgon. Ścieżka pokrywa się częściowo z żółtym szlakiem prowadzącym do leśniczówki Pranie (dł. ok. 8 + 4 km – powrót do Krutyni).

Krutyń–Rosocha (znaki niebieskie): Krutyń–Zakręt–Rosocha. Ścieżka pokrywa się częściowo z żółtym szlakiem prowadzącym do leśniczówki Pranie (dł. ok. 6,5 + 4 km – powrót do Krutyni).

Kadzidłowski Las (znaki czerwone): ścieżka we wsi Kadzidłowo w bezpośrednim sąsiedztwie Parku Dzikich Zwierząt (dł. 1,5 km).

Rezerwat Jezioro Łuknajno (znaki niebieskie): ścieżka prowadzi wzdłuż łąk, po stronie południowo-zachodniej jeziora Łuknajno (dł. ok. 6,5 + 4 km – powrót do Mikołajek).

Wybrane plaże i kąpieliska

Plaża miejska w Mikołajkach (jedyna w Parku strzeżona przez WOPR) to powszechnie dostępne kąpielisko na terenie gminy Mikołajki. Znajduje się tu także boisko do gry w piłkę plażową, plac zabaw dla dzieci oraz budynki socjalno-sanitarne z natryskami. Inne plaże nad jeziorem Śniardwy znajdują się w: Popielnie, Niedźwiedzim Rogu, Nowych Gutach, Okartowie i Łuknajnie oraz m.in. nad jeziorami Probarskim i Mokrym.

Wędkowanie

Rzeka Krutynia oraz jej rozlewiska i strumienie łączące poszczególne jeziora to doskonałe łowiska wędkarskie. Wędkowanie dozwolone jest na podstawie wykupionej licencji (informacje: Okręg PZW, ul. Bałtycka 2, Olsztyn, tel. (89) 527 34 60).

LITERATURA

Darski W. M., 2011 – Mazury od środka. Bedder dla przyjaciół. Wyd. Mazurskie, Giżycko.

Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985 – Słownik geologii dynamicznej. Wyd. Geol., Warszawa.

Kondracki J., 2009 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Kondracki J., 1972 – Polska północno-wschodnia. PWN, Warszawa.

Kondracki J., Pietkiewicz S., 1967 – Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. W: Czwartorzęd Polski (red. Galon R., Dylik J.). PWN, Warszawa.

Kruszelnicka A., Jankowski W., Dziczek A. (red.), 2011 – Mazurski Park Krajobrazowy. Wyd. Kengraf.

Lindner L., Marks L., 2012 – O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Prz. Geol.*, **60**, 1.

Lisicki S., 1997 – Pleistocene of the Mrągowo Lakeland. *Geol. Quart.*, **41**, 3.

Lisicki S., 2001 – Geneza niecki jeziora Śniardwy i budowa geologiczna jej otoczenia w świetle nowych danych geologicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 397.

Maryniak M., 2011 – Mapa turystyczna: Mazury. Szlak Krutyni. Wyd. „Compass", Kraków.

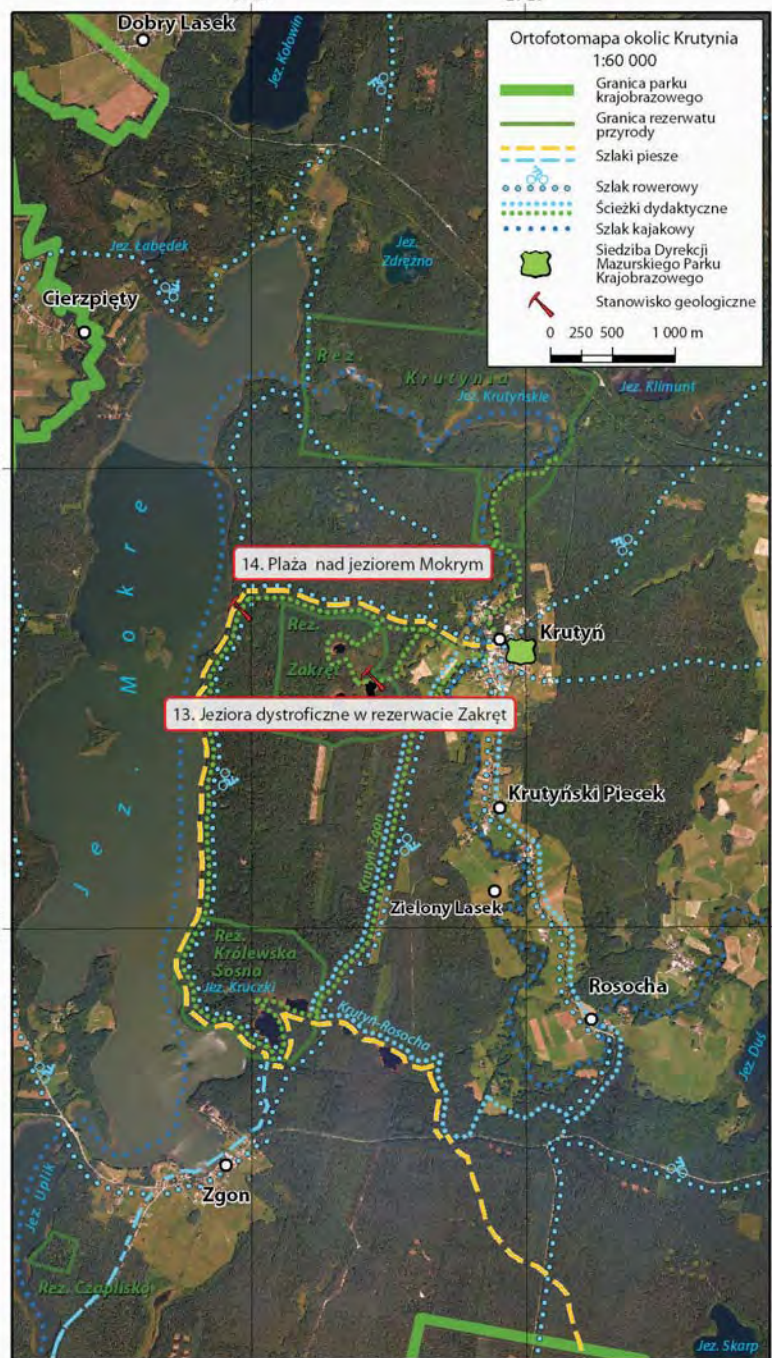
Szostak M., 1967 – Pochodzenie jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **58**.

Świerczyński K., 1967 – Geomorfologia rynny mrągowskiej i obszarów przyległych. *Pr. i Stud. Inst. Geogr. UW, Kat. Geogr. Fiz.*, **1**.

Wagner R.(red. nauk.), 2008 – Tabela stratygraficzna. Polska pozakarpacka. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Więckowski K., 1966 – Osady denne jeziora Mikołajskiego. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **57**.

www.parkikrajobrazowewarmiimazur.pl/mazurski/


21°24'
21°26'
53°42'
53°40'
Dobry Lasek
Jez. Kolowin
Jez. Łabędek
Jez. Zdręzno
Cierzpięty
Rez. Krutynia
Jez. Krutyńskie
Jez. Klimunt
Jez. Mokre
14. Plaża nad jeziorem Mokrym
Rez. Zakręt
Krutyń
13. Jeziora dystroficzne w rezerwacie Zakręt
Krutyński Piecek
Krutyń-Zgon
Zielony Lasek
Rez. Królewska Sosna
Jez. Kruczki
Krutyń-Rosocha
Rosocha
Jez. Dud
Jez. Uplik
Zgon
Rez. Czaplińskie
Jez. Skarp
Ortofotomapa okolic Krutynia
1:60 000
Granica parku krajobrazowego
Granica rezerwatu przyrody
Szlaki piesze
Szlak rowerowy
Ścieżki dydaktyczne
Szlak kajakowy
Siedziba Dyrekcji Mazurskiego Parku Krajobrazowego
Stanowisko geologiczne
0 250 500 1 000 m



Opracowanie:
Joanna Rychel, Stanisław Lisicki, Marcin Morawski

Współpraca:
Izabella Gryszkiewicz, Tomasz Trzebiatowski

Konsultacje:
Alicja Kruszelnicka

Redakcja merytoryczna:
Zofia Stańczak

Projekt makiety mapy:
Anna Tekielska

Projekt okładki:
Magdalena Sędek

Zdjęcia na okładce:
Waldemar Bzura, Marek Ostrowski, Joanna Rychel

Akceptował do druku:
Dyrektor
Państwowego Instytutu Geologicznego –
Państwowego Instytutu Badawczego
prof. dr hab. Jerzy Nawrocki

Egz. nr

MINISTERSTWO ŚRODOWISKA

WYKONANO NA ZAMÓWIENIE MINISTRA ŚRODOWISKA ZA ŚRODKI FINANSOWE WYPŁACONE PRZEZ NARODOWY FUNDUSZ OCHRONY ŚRODOWISKA I GOSPODARKI WODNEJ

NFOŚiGW

POLGEOL

WYKONANO WE WSPÓŁPRACY Z PRZEDSIĘBIORSTWEM GEOLOGICZNYM POLGEOL SA

WYKONANO W RAMACH PROJEKTU: MAPY GEOLOGICZNO-TURYSTYCZNE 5 PARKÓW KRAJOBRAZOWYCH POLSKI PÓŁNOCNEJ

Copyright by Ministerstwo Środowiska

Państwowy Instytut Geologiczny –
Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2014

ISBN 978-83-7863-195-8

