

MAPA GEOLOGICZNO- -TURYSTYCZNA

skala 1:40 000



PARK KRAJOBRAZOWY PUSZCZY ROMINCKIEJ

Park Krajobrazowy Puszczy Rominckiej (PKPR) jest położony w północno-wschodniej Polsce, na pograniczu polsko-rosyjskim. Mezoregion Puszcza Romincka należy do Pojezierza Litewskiego. Sąsiaduje od zachodu z bezzeziorną Krainą Węgorapy, od południa ze Wzgórzami Szeskimi i Pojezierzem Zachodniosuwalskim, a od wschodu z Pojezierzem Wschodniosuwalskim. Puszcę Romincką dzieli granica Polski i Rosji (Obwodu Kaliningradzkiego). Polska część mezoregionu zajmuje powierzchnię ok. 180 km², z czego ok. 120 km² stanowią lasy.

PKPR obejmuje polską, południową część Puszczy. Został utworzony 14. stycznia 1998 r. Powierzchnia PKPR wynosi 146,2 km², zaś jego otuliny – ok. 85 km². Północna granica Parku pokrywa się z granicą państwa, granica wschodnia i południowa biegnie nasypem dawnej linii kolejowej Gołdap–Żytkiejmy, zaś zachodnią granicę wyznaczają dolina Jarki i zachodni brzeg jeziora Gołdap. Administracyjnie obszar Puszczy Rominckiej leży w województwie warmińsko-mazurskim, w powiecie gołdapskim, w gminach Gołdap i Dubeninki.



Puszcza Romincka (fot. C. Friedrich)



Rezerwat Czerwona Struga (fot. K. Pochocka-Szwarc)

Cenne walory przyrodnicze Puszczy Rominckiej zdecydowały o włączeniu jej do Europejskiej Sieci Ekologicznej Natura 2000. Specjalny obszar ochrony siedlisk Puszcza Romincka obejmuje teren pokrywający się z obszarem Parku. Stwierdzono tu 11 typów siedlisk. Szczególne znaczenie ma ochrona naturalnych lasów bagiennych, zwłaszcza borealnych świerczyn na torfie i borów bagiennych, wraz z florą i fauną.

Na obszarze PKPR i w jego otulinie znajdują się rezerваты przyrody: Struga Żytkiejmska (4,67 km²), Mechacz Wielki (1,47 km²), Boczek (1,09 km²), Dziaki Kąt (0,35 km²), Czerwona Struga (0,0359 km²) i Uroczysko Kramnik (0,76 km²).

Siedziba Dyrekcji PKPR mieści się w Żytkiejmach, ul. Szkolna 1, 19-504 Dubeninki, tel./fax (87) 615 97 27; e-mail: puszczaromincka@poczta.onet.pl

WALORY PRZYRODNICZE

Szata roślinna. Surowy klimat o wyraźnych cechach kontynentalnych oraz znaczny udział świerka we wszystkich zbiorowiskach leśnych powodują, że lasy Puszczy mają wiele cech lasów borealnych. Torfowiska są ostoją reliktywów polodowcowych, m.in. brzozy niskiej, maliny moroszczy czy manny litewskiej, która w Polsce występuje jedynie w Puszczy Rominckiej.

Na obszarze Parku spotykane są liczne gatunki chronione oraz uznane za zagrożone: wielosił błękitny, stoplamek bałtycki i żłobik koralowy, a także turzycza skąpokwiatowa i koniczyna kasztanowata. W Parku występują także gatunki roślin górskich: pióropusznik strusi, czosnek niedźwiedzi i przetacznik górski.



Pióropusznik strusi (fot. T. Krzywicki)

Stwierdzono tu także 241 gatunków porostów, spośród których 47 objęto ochroną prawną. Porosty są bardzo czułym bio wskaźnikiem czystości atmosfery. Tak duża liczebność i różnorodność gatunkowa porostów w Puszczy Rominckiej pozwala stwierdzić, że powietrze jest tu bardzo czyste.

Świat zwierzęcy. Na obszarze PKPR fauna jest bardzo bogata – żyją tu m.in.: łosć, jeleń, sarna, dzik i zając. Spotykane są: wilk, ryś, łasica, kuna, jenot, lis i tchórz. Nad rzekami można zobaczyć wydrę. Puszcza Romincka z wieloma kanałami, strugami i naturalnymi podmokłymi zagłębieniami terenu jest doskonałym siedliskiem bobrów. W Puszczy żyje 10 gatunków nietoperzy. Spośród gatunków chronionych występują m.in.: kumak nizinny i traszka grzebieniasta (płazy), orlik krzykliwy, dzięcioł biało-grzbiety, bocian czarny, żuraw i samotnik (ptaki), smużka i rzęsosek rzeczek (małe ssaki) oraz niestrzęp głogowiec – motyl borealny i osadnik achane – motyl znany zaledwie z kilku stanowisk w kraju.

Hydrografia. Obszar PKPR należy do dorzecza Pregoi. Na południe od obszaru Parku przebiega dział wodny między dorzeczami Pregoi i Wisły. Rzeka i strumienie charakteryzuje niewielka szerokość oraz wartki nurt. Największą rzeką Parku jest Błędzianka, dawniej zwana Blindą. Po stronie rosyjskiej przyjmuje nazwę Krasnaja, dawniej Rominta. Od tej ostatniej wywodzi się nazwa Puszczy. Błędzianka wypływa z jeziora Wersela, tworzy przełomy pod Stańcykami i Będziszewem. Rzeka przepływa granicę państwa i w Gusiewie uchodzi do Pisy. Najważniejszymi dopływami Błędzianki są Bludzia i Żytkiejmska Struga. Mniejszymi rzekami na obszarze PKPR są Czerwona Struga, Jarka, Pstrążna i Czarna.

Największym jeziorem, podzielonym granicą państwa, jest jezioro Gołdap. Pozostałe jeziora obszaru Parku i otuliny są niewielkie. Są to: Ostrówek, Rakówek, Linowo, Pobłędzie, Czarne, Przerośl oraz Tobellus Mały i Tobellus Duży.



Dolina Jarki (fot. M. Stąpik)

BUDOWA GEOLOGICZNA

Wglębną budowę geologiczną rejonu PKPR poznano na podstawie głębokich otworów badawczych. Osady młodsze od triasu rozpoznano w otworze odwierconym nad jeziorem Gołdap (stan. geol. 1), a starsze – w otworze w Rogalach (ok. 12 km na południowy zachód od Gołdapi).

Obszar Puszczy Rominckiej leży w obrębie platformy wschodnioeuropejskiej, w strefie granicznej między obniżeniem perybaltyckim a wyniesieniem mazursko-suwańskim. Platforma wschodnioeuropejska jest jednostką geologiczną zbudowaną z proterozoiczno-archaicznych skał krystalicznych (głównie granitoidów), stanowiących **cokół krystaliczny (krystalinik)**, powstałych 3200–2500 mln lat temu (fig. 1). W rejonie Puszczy Rominckiej skały te występują na głębokości ponad 1500 m.

Skały podłoża krystalicznego przykryte są **pokrywą osadową**. Są to głównie morskie skały osadowe. Należą do nich skały paleozoiczne: piaskowce powstałe w kambrie 542–488 mln lat temu (głęb. 1532,9–1470,0 m), wapień i margle – w ordowiku 488–443 mln lat temu (głęb. 1470,0–1419,0 m), łupki, iłowce i wapień – w sylurze 443–416 mln lat temu (głęb. 1419,0–120,0 m) oraz zlepieńce, piaskowce, margle, anhydryty i mułowce – w permie 299–251 mln lat temu (głęb. 1120,0–968,0 m). Utwory mezozoiczne reprezentują: mułowce, iłowce i margle powstałe w triasie 251–200 mln lat temu (głęb. 968,0–647,0 m), piaskowce, iłowce i mułowce – w jurze 200–145 mln lat temu (głęb. 647,0–472,0 m), piaski glaukonitowe i margle – w kredzie dolnej 145,5–99,6 mln lat temu (głęb. 472,0 m–384,0) oraz wapień i margle – w kredzie górnej 99,6–65,5 mln lat temu (głęb. 384,0–255,0 m). W paleocenie 65,0–55,0 mln lat temu w ciepłych morzach powstawały margle (głęb. 255,0–220,0 m).

Na powierzchni morskich skał kredy górnej i paleocenu leżą osady czwartorzędowe o miąższości (grubości) 220–255 m, zdeponowane w ciągu ostatnich 2,6 mln lat. Są to przede wszystkim osady zlodowaceń plejstocenijskich – gliny zwałowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe, piaski, mułki i ropy zastoiskowe oraz rozdziela je mułki, ropy, piaski jeziorne i rzeczne powstałe w międzylodowcowych okresach ciepłych,

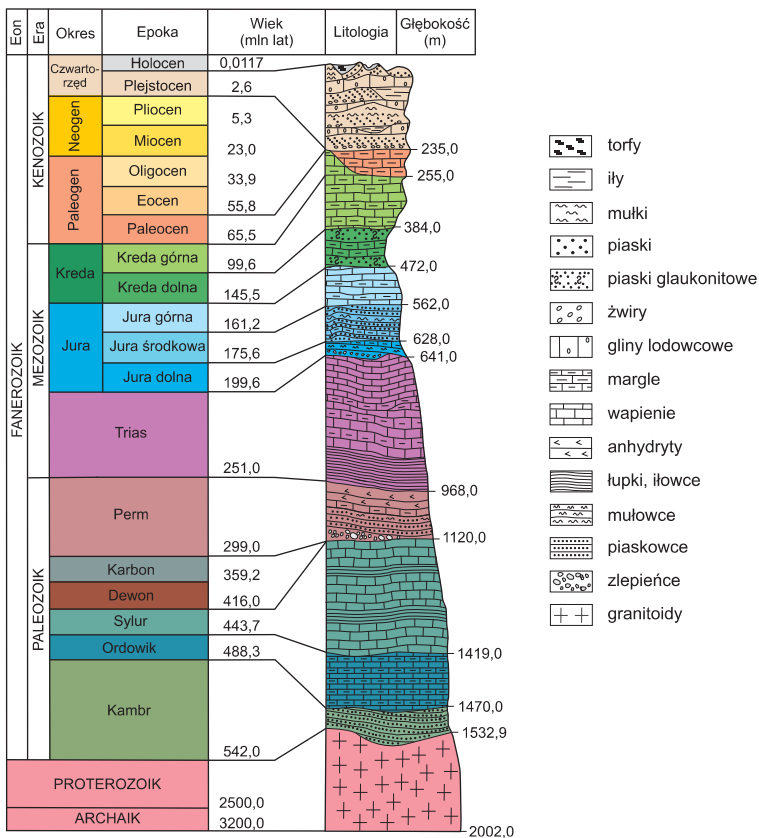


Fig. 1. Profil litologiczno-stratygraficzny z rejonu PKPR (stratygrafia wg Wagnera, red., 2008; zmieniona)

zwanych interglacjami. Udokumentowano tu osady lodowcowe, wodnolodowcowe oraz zastoiskowe powstałe w czasie zlodowaceń kompleksów południowopolskiego, środkowopolskiego i północnopolskiego. Na szczególną uwagę zasługują jeziorne osady interglacjalu mazowieckiego (440–367 tys. lat temu), udokumentowane w Gołdapi, oraz morskie osady z tego samego okresu, opisane w Uwarowie (ok. 5 km na północny zachód od Żytkiem, w rosyjskiej części Puszczy). Najmłodsze osady plejstoceny, powstałe ok. 30–11,7 tys. lat temu, należą do kompleksu północnopolskiego (zlodowacenia Wisły). Ich miąższość wynosi 30–50 m. W kilku miejscach odsłaniają się na powierzchni również osady kompleksu środkowopolskiego. Jest to poziom glin zwałowych i położone nad i pod nim piaski i żwiry wodnolodowcowe. Osady te widoczne są w dolinie Błędzianki w okolicach Sypytki i Maciejowie oraz Będziszewa, w dolnych partiach zboczy doliny.

Urozmaicona powierzchnia obszaru PKPR powstała dzięki procesom, które zachodziły podczas zlodowacenia Wisły oraz po zaniku pokrywy lodowej u schyłku plejstocenu i w holocen (11,7 tys. lat temu do dziś).

RZĘBA TERENU I JEJ ROZWÓJ

Puszcza Romincka położona jest w rozległym obniżeniu terenu ograniczonym od południa mezoregionami: Pojezierze Zachodniosuwalskie i Wzgórze Szeskie, a od wschodu mikroregionem Garb Wiżajn. Ku północy teren stopniowo się obniża, a na obszarze Obwodu Kaliningradzkiego przechodzi w rozległą

			dzisiaj ↑ czas w tys. lat
C Z W A R T O R Z E D P L E J S T O C E N	Holocen	Faza subatlantycka	2,7
		Faza subborealna	5,7
		Faza atlantycka	8,9
		Faza borealna	10,2
		Faza preborealna	11,7
	Kompleks północnopolski	Złodowacenie Wisły	115
		Interglacjał eemski	130
	Kompleks środkowopolski	Złodowacenie Odry	195
		Interglacjał lubelski	251
		Złodowacenie Krzyny	297
		Interglacjał Zbójna	347
		Złodowacenie Liwca	367
		Interglacjał mazowiecki	440
	Kompleks południowopolski	Złodowacenie Sanu 2	470
		Interglacjał ferdynandowski	592
		Złodowacenie Sanu 1	627
		Interglacjał małopolski	706
		Złodowacenie Nidy	730
		Interglacjał augustowski	900
		Złodowacenie Narwi	950
	Kompleks preglacjałny		2600



Krajobraz młodoglacjałny obszaru otuliny PKPR
(fot. T. Krzywicki)

Nizinę Pruską. Morfologicznie teren Puszczy i otuliny Parku jest bardzo zróżnicowany. W polskiej części najniższy punkt (w dolinie Błędzianki, przy granicy państwa) znajduje się na wysokości 150,0 m n.p.m. Najwyższy punkt położony jest w południowo-wschodniej części Puszczy (koło dawnej wsi Golubie) na 281,0 m n.p.m. W granicach otuliny (1,5 km na południe, w okolicy Golubia) najwyższy punkt znajduje się na wysokości 295,4 m n.p.m.

Na południe od Gołdapi, już poza granicami Parku i jego otuliny, położone są Wzgórz Szeskie, stanowiące wyraźnie zaznaczającą się w krajobrazie kulminację, wyniesioną ponad okoliczny teren o ok. 100 m. Ta megaforma rozpościera się na 30-kilometrowym odcinku między Gołdapią a Olekiem. Wzgórz rozcięte są licznymi dolinkami rzecznyymi i głębokimi jarami. Najwyższym wzniesieniem Wzgórz Szeskich jest Szeska Góra (poza obszarem objętym mapą; 309,0 m n.p.m.).

Powierzchnia obszaru PKPR została ukształtowana w złodowaceniu Wisły (fig. 2). Około 15 tys. lat temu (tzw. faza pomorska) lądolód zatrzymał się około 40 km na południe od Puszczy Rominckiej. Obszar dzisiejszej Puszczy i jej okolic był wówczas pokryty lodem (fig. 3a).

Pod masą lądolodu, z północnego zachodu na południowy wschód, przepływały wody roztopowe. Erozja wywołana tym przepływem powodowała powstawanie rynien polodowcowych subglacjałnych.

Kolejne etapy zmniejszania się czaszy lodowej znaczone były kilkoma liniami postojów czoła lądolodu. Najbliżej Puszczy ciągi moren czołowych można zaobserwować na południe od Przerośli. W południowo-zachodniej części Puszczy, między Jurkiskami a Pluszkiejmami, równolegle do doliny Jarki, na odcinku o długości około 4 km, występują pagórki morenowe znaczące postój czoła lądolodu. Wzgórz te można prześledzić dalej w kierunku północno-wschodnim: przez Pluszkiejmy, Budwiecie, Boczki, Wzgórz Weroniki (stan. geol. 8) aż do doliny Błędzianki i dalej do Żytkiejmskiej Strugi (fig. 3b). Moreny te kontynuują się na obszarze Obwodu Kaliningradzkiego. Część moren zbudowanych jest z piasków i żwirów, niektóre z glin zwałowych. Odpływ wód roztopowych od czoła lądolodu odbywał się najprawdopodobniej dwiema bramami lodowcowymi: na zachodzie rynną jeziora Gołdap oraz dolinami Gołdapy i Jarki, a na wschodzie doliną Błędzianki. Wody lodowcowe nanosiły osady piaszczyste, z których powstały sandry. Sandr bezpośrednio przylegający do rynny jeziora Gołdap tworzy poziom położony na wysokości 160–170 m n.p.m, a w dolinie Błędzianki – 155–180 m n.p.m.

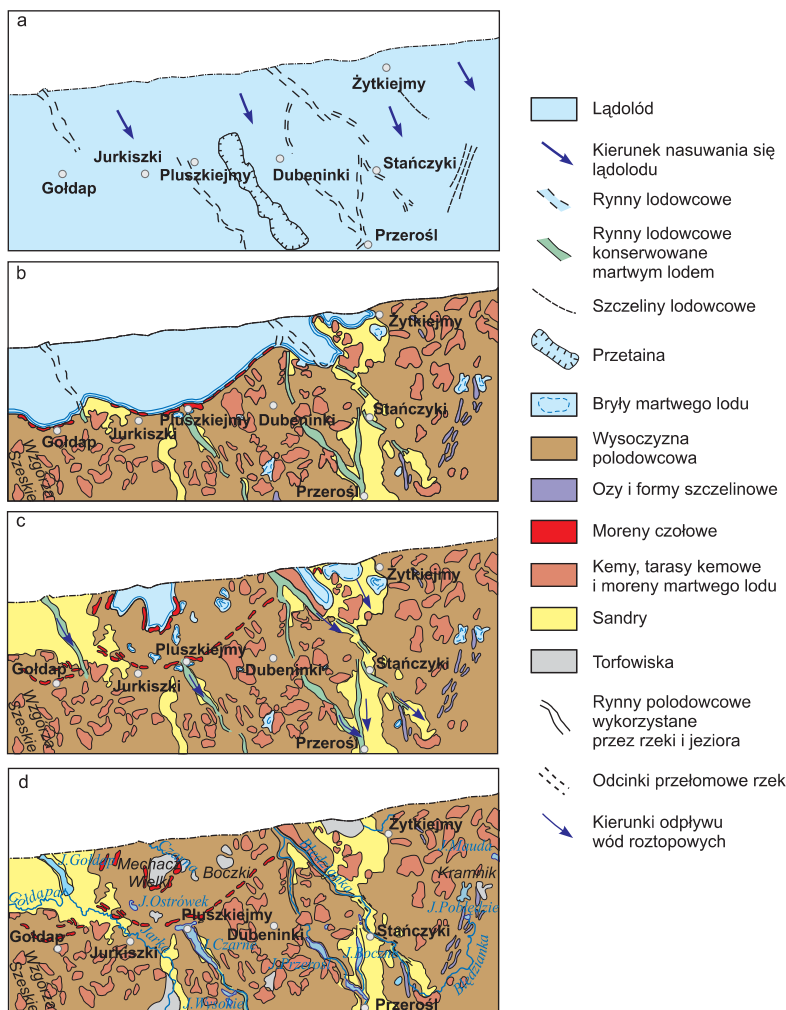


Fig. 3. Rozwój rzeźby terenu PKPR i okolic (T. Krzywicki, K. Pochocka-Szwarc, T. Trzebiatowski)
a. etap I – transgresja łądołodu fazy pomorskiej; b. etap II – postój czoła łądołodu na linii Gołdap–Pluszkiejmy–Żytkiejmy w czasie recesji łądołodu fazy pomorskiej; c. etap III – postój czoła łądołodu w okolicy Mechacza Wielkiego w czasie recesji łądołodu fazy pomorskiej; d. etap IV – schyłek plejstocenu i holocen

Podczas postępującego wytapiania masy łądołodu (deglacji), lód żywy (aktywny, podlegający przemieszczaniu) najdłużej utrzymywał się między Błędzianką a Żytkiejmami oraz w rejonie bagna Mechacz Wielki (fig. 3c), od którego na południe wznoszą się moreny czołowe. Jęzor lodowy, rozwinęty prawdopodobnie w miejscu Mechacza Wielkiego (stan. geol. 2) oddzielił się od masy łądołodu, stając się tym samym dużą bryłą martwego lodu. Bryły martwego lodu długo zalegały w różnych rejonach, m.in. na obszarze rezerwatu Boczek. Rynny lodowcowe w czasie recesji łądołodu były konserwowane lodem. Odpływ wód z topniejącego łądołodu (w kierunku południowym) odbywał się wówczas na powierzchni tego lodu. Dolina Błędzianki jest rynną polodowcową. Widać to wyraźnie w jej morfologii na odcinku

między Maciejowietami a Stańczykami (stan. geol. 11) oraz między Stańczykami a Będziszkami. Wody roztopowe, płynące na powierzchni martwego lodu rynną Będzianki, rozlewały się miejscami szeroko poza obszar rynny i nanosząc osady piaszczyste usypały rozległą równinę sandrową, rozciągającą się dziś na północ od wsi Bludzie Wielkie i Będziszki (fig. 3c). Między lodem zalegającym w rynn timer bryłami lodu leżącymi na wschód od niej powstał, zbudowany z piasków, mułków i ilów, taras kemowy, przykryty później cienką warstwą piasków sandrowych. Znaczne powierzchnie Puszczy zajmuje pagórkowata wysoczyzna polodowcowa zbudowana z glin zwałowych ilastych i piasków lodowcowych. Wysokości bezwzględne kształtują się tu w granicach 170–230 m n.p.m.

Łódolód zlodowacenia Wisły ustąpił z rejonu Polski północnej, a więc i Puszczy Rominckiej, ok. 13–14 tys. lat temu. Rzeźba dużej części terenu Puszczy ukształtowała się podczas deglacjacji arealnej. Na bryłach i między nimi osadzały się piaski. Po wytopieniu się brył martwego lodu powstał pagórkowaty, silnie zróżnicowany morfologicznie krajobraz przypominający mozaikę, gdzie pomiędzy kemami i morenami martwego lodu utworzyły się zatorfione obniżenia – niecki wytopiskowe, pozostałe po wytopieniu brył martwego lodu. Wspomniane wzgórza zbudowane są z piasków, żwirów oraz mułków i ilów, które były deponowane w przetainach lodowych lub między bryłami martwego lodu. Osady te często pokryte są glinami zwałowymi w spływach o miąższościach sięgających 5–7 m. Duże powierzchnie w zachodniej i środkowej części Puszczy zbudowane są z takich glin, które widoczne są zarówno na wierzchołkach, stokach, jak i u podnóża wzgórz. Znacznymi rozmiarami i wysokościami względnymi (30–40, a nawet 60 m) odznaczają się wzgórza (plateau) kemowe, zbudowane z ilów i mułków, leżące na północ od Zawiszyna oraz na południe od Dubeninek. Najprawdopodobniej wzgórzem kemowym, zbudowanym z piasków i żwirów, jest wzniesienie Królewska Góra (218,0 m n.p.m.) (stan. geol. 5).

U schyłku plejstocenu, w tzw. późnym glacie (trwającym od 13,8 do 11,7 tys. lat temu), dominującymi procesami były wietrzenie mechaniczne oraz denudacja. Bryły martwego lodu zagrzebane w osadach wodnolodowcowych lub lodowcowych ostatecznie wytopiły się na terenie Polski północno-wschodniej około 9 tys. lat temu, czyli już w holocenie. Po ich wytopieniu zaczęła się tworzyć współczesna sieć rzeczna (fig. 3d), została otwarta droga odpływu ku północy, do zlewni Pregoiy i dalej – do Morza Bałtyckiego. Rzeki zaczęły wykorzystywać pozbawione lodu rynny, np. dawną rynn timer wykorzystując Będzianka i Bludzia. W niektórych przegłębieniach rynien powstały jeziora (np. Jezioro Boczne, Jezioro Czarne).

W holocenie dawne niecki wytopiskowe po dużych bryłach lodu (np. w rejonie dzisiejszego rezerwatu Struga Żytkiejmska) zmieniły się w jeziorzyska, które w miarę ocieplania się klimatu zarastały i przekształcały się w torfowiska. Po wytopieniu małych brył zagrzebanych w piaskach sandrowych powstał sandr dziurawy. Na uwolnionym od lodu obszarze rozwijała się roślinność. Wody opadowe erodowały zbocza rynien i wyższych form (kemów, moren martwego lodu), tworząc wąwozy i jary. Najwięcej z nich można spotkać w rynn timer Będzianki, w okolicach Maciejowiet i Będziszewa. Na zboczach doliny Będzianki powstało kilka osuwisk, do dziś czynnych. Najprawdopodobniej wówczas powstały przełomy doliny Będzianki: w Stańczykach oraz między Będziszkami a Będziszewem. Obecnie obszerne powierzchnie Puszczy zajmują torfowiska – tereny stale podmokłe, o trudno przepuszczalnym podłożu, pokryte zbiorowiskami roślin bagiennych lub bagienno-łukowych, występujące zarówno w nieckach wytopiskowych, zagłębieniach bezodpływowych, jak i w dolinach rzek. Występuje tu wiele typów torfowisk: niskie, przejściowe i wysokie. Torfowiskami wysokimi są m.in. torfowisko Mechacz Wielki (stan. geol. 2) i torfowisko kopułowe (stan. geol. 7).

Na powierzchni terenu znajduje się wiele głazów narzutowych. Jednym z większych w Puszczy Rominckiej jest głaz leżący kilkaset metrów od granicy państwa, między rezerwatami Mechacz Wielki i Boczki, na środku południkowej, zarośniętej przecinki. Jego obwód wynosi 9,10 m, długość – 2,60 m, szerokość – 2,86 m i wysokość – 1,50 m. Największym z głazów na terenie PKPR jest głaz Annita (stan. geol. 4).



Widok z Gołdapskiej Góry w kierunku północnym
(fot. T. Krzywicki)

1. Ujęcie wód mineralnych – uzdrowisko Gołdap 54°19'35"N; 22°19'58"E

Wybudowana w 2013 r. pijalnia wód mineralnych wraz z grotą solną oraz tężnią solankowa znajdują się w dzielnicy uzdrowskiej Gołdapi, nad jeziorem Gołdap. Obiekty są częścią parku zdrojowego. Wody pochodzące z dwóch otworów wiertniczych (o głębokości 851,0 i 426,0 m) są wodami leczniczymi. Poziomy wód mineralnych występują poniżej osadów czwartorzędowych (tj. na głęb. ponad 200 m). Wody mineralne chlorkowo-sodowe, fluorkowe o mineralizacji 0,63% pochodzą z utworów jury dolnej i środkowej (mułowców i piasków) z głębokości 610,0–647,0 m. Są stosowane w kuracji szczególnie schorzeń układu trawiennego. Drugi eksploatowany poziom wodonośny z wodą chlorkowo-wodorowęglanowo-sodową, fluorkową o mineralizacji 0,14% stanowią skały kredy górnej (piaski kwarcowo-glaukonitowe), występujące na głębokości 380,0–410,0 m. Woda z tego poziomu, ze znaczną zawartością sodu, chlorków i fluorków, jest przeznaczona do butelkowania.



Tężnie w Gołdapi (fot. T. Krzywicki)

2. Torfowisko wysokie Mechacz Wielki 54°20'21"N; 22°26'41"E

Torfowisko Mechacz Wielki – rezerwat przyrody – znajduje się na południe od Czarnowa Średniego. Torfowisko wypełnia owalne zagłębienie terenu otoczone wianuszkami wzgórz o wysokościach względnych około 20 m. Wzgórz zbudowane są z piasków i żwirów przykrytych glinami zwałowymi w spływach o miąższościach przekraczających 7 m. Obniżenie wypełnione torfami jest misą końcową. Moreny położone na zachód, południe i wschód od torfowiska to moreny czołowe (fig. 4a). W miarę postępującego wytapiania się lodu jezior lodowcowy oddzielił się od głównej masy lądolodu i stał się bryłą martwego lodu (fig. 4b), a żwirowo-piaszczyste moreny zostały w dużej części pokryte glinami spływowymi (fig. 4b). Przyjmuje się, że proces wytapiania brył martwego lodu trwał do początków holocenu (ok. 9 tys. lat temu). W holocenie w niecce końcowej powstało jezioro (lub cztery niewielkie jeziora rozdzielone wałami piaszczystymi) o łącznej powierzchni ok. 1,5 km², oszacowanej na podstawie przestrzennego zasięgu gytii w dnie torfowiska. Jeziora stopniowo wypełniały się gytiami. Znalezione w nich



Torfowisko Mechacz Wielki (fot. M. Marzec)

orzechy ciepłolubnej kotewki wodnej, co świadczy o istnieniu płytkiego, ciepłego zbiornika eutroficznego (z dużą zawartością soli mineralnych w wodach, powodujących intensywny rozwój życia biologicznego, spadek zawartości tlenu i ograniczenie procesów mineralizacji). Gytie podścielone są piaskami różnoziarnistymi. Ich miąższości wynoszą 2,5–9,0 m. W efekcie zarastania jeziora od ok. 1,95 tys. lat temu (pierwsza połowa fazy subatlantyckiej; fig. 2) stopniowo zmieniały się w torfowisko: najpierw niskie, potem – na skutek ograniczenia dopływu wód gruntowych ze składnikami mineralnymi – przejściowe, a ostatecznie wysokie (ok. 1,25 tys. lat temu) (fig. 4c). Tempo akumulacji torfów było tu wyjątkowo duże – w czasie ostatnich 2 tys. lat wynosiło średnio 2,5–2,8 mm/rok. Centralna część torfowiska Mechacz Wielki to torfowisko wysokie (beżelny mszar kępkowo-dolinkowy o powierzchni kilku ha), porośnięte karłowatą sosną, powstałe w procesie narastania torfów i odcięcia od wód gruntowych, zasilane jedynie przez wody opadowe. Ta część torfowiska ma formę kopuły o wysokości 3,75 m.

Na zewnątrz występuje mszar z drzewostanem sosnowym, a jeszcze dalej, ku brzegom torfowiska – bór bagienny, świerczyna na torfie i ols. W runie dominują torfowce. Występują tu: wełnianka pochwowata, rosiczka okrągłolistna, modrzewnica zwyczajna, żurawina błotna, mniej licznie: żurawina drobnolistkowa, bazyła czarna, malina moroszka, manna litewska i turzycza skąpokwiatowa. Trzy ostatnie gatunki figurują w polskiej czerwonej księdze. Torfowisko Mechacz Wielki jest jednym z najlepiej wykształconych i najlepiej zachowanych kompleksów wysokich torfowisk bałtyckich w Polsce.

3. Morena czołowa koło torfowiska Mechacz Wielki 54°20'08"N; 22°27'49"E

Stanowisko jest zlokalizowane na wschód od rezerwatu Mechacz Wielki, przy drodze leśnej o przebiegu W–E, którą prowadzi zielony szlak pieszy. W skarpie na wschodnim stoku wzgórza (203,5 m n.p.m.) znajduje się odsłonięcie o ekspozycji południowej. W jego zachodniej części

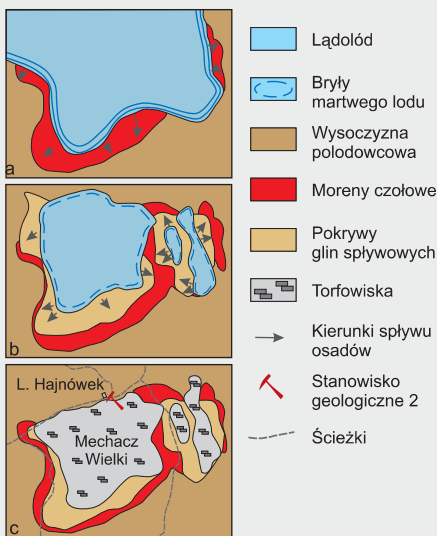


Fig. 4. Schemat powstawania torfowiska Mechacz Wielki (K. Pochocka-Szwarc)

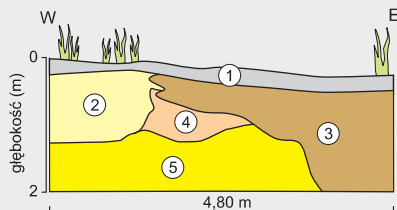


Fig. 5. Profil geologiczny osadów moreny czołowej w odsłonięciu na wschód od torfowiska Mechacz Wielki (T. Krzywicki, K. Pochocka-Szwarc)

- 1 – gleba, 2 – piaski pyłowate z gładzikami,
- 3 – gliny zwałowe, 4 – piaski z orsztytem,
- 5 – piaski drobnoziarniste ze żwirami

występują piaski pyłowate z gładzikami ($\varnothing$ do 20 cm) (fig. 5), stanowiące zwietrzelinę glin zwałowych, obocznie przechodzące w piaski scementowane orsztytem (osady piaszczyste z wodorotlenkami żelaza i manganu). Pod nimi widoczne są piaski ze żwirami, a nad nimi pojawiają się gliny zwałowe, których miąższość wzrasta ku wschodowi. Około 3,2 m od zachodniego krańca odsłonięcia spąg glin nachylony jest pod dużym kątem. Dalej miąższość glin przekracza 2,0 m. 8 m dalej ku wschodowi spod glin odsłaniają się piaski drobnoziarniste z nielicznymi żwirami. W tym samym wzgórzu, około 370 m (przy drodze z Pluszkiejm do Czarnowa Średniego) wykonano wiercenie, w którym stwierdzono gliny zwałowe z cienkim przewarstwieniem żwirów, o miąższości ponad 10 m. Wzgórze jest przykładem moreny czołowej, zbudowanej z piasków przykrytych glinami w spływach, powstałych podczas wytopienia w strefie bliskiego kontaktu z lodem. Gliny w spływach w różnych częściach formy mają zmienną miąższość. Morena ta jest jednym z kilku wzgórz otaczających torfowisko Mechacz Wielki.

4. Głaz narzutowy Annita 54°20'13"N; 22°29'01"E

Głaz Annita znajduje się w północno-zachodniej części Puszczy, niedaleko skrzyżowania drogi, którą prowadzi szlak pieszy zielony, z drogą z Budwieci w głąb Puszczy, na zachód od rezerwatu Boczek. Jest to granitoid z widocznymi żyłami kwarcowymi.



Głaz narzutowy Annita (fot. T. Krzywicki)

Jego obwód wynosi 11,3 m, a wysokość – 1,20 m. Głaz został tu przytransportowany przez lądolód zlodowacenia Wisły. Obecnie częściowo jest porośnięty mchem. Od północnej strony na głazie wyryty jest napis „Annita”. Annita Löwe, od której imienia głaz zyskał nazwę przed I wojną światową, była siostrą żony leśniczego Witte z Budwieci. Jest to największy głaz narzutowy w polskiej części Puszczy. Około 50 m od niego leży mniejszy głaz, szary granitoid o obwodzie 5,70 m i wysokości 1,25 m.

5. Kem – Królewska Góra 54°20'37"N; 22°31'06"E



Odsłonięcie w kemie Królewska Góra
(fot. T. Krzywicki)

Królewska Góra (218,0 m n.p.m.) jest położona w środkowej części Puszczy, przy granicy państwa. Jest to najwyższe wzniesienie w tej części Puszczy – jego wysokość względna wynosi ok. 30 m. Ściany odsłonięcia w tym wzniesieniu osiągają ok. 7 m wysokości. Widać w nich warstwowane horyzontalnie piaski i żwiry, a w dnie odsłonięcia występują głazy o średnicy do 1 m.

W obniżeniach na powierzchni martwego lodu, w przetainach (często o owalnym kształcie) powstawały zbiorniki, w których były osadzane mułki i piaski, a czasem piaski i żwiry. Po stopieniu mas lodowych (fig. 6) powstawały formy wypukłe – kemy, zbudowane z osadów akumulowanych uprzednio w przetainach. Kemom często towarzyszą zagłębienia wytopiskowe (wytopiska).

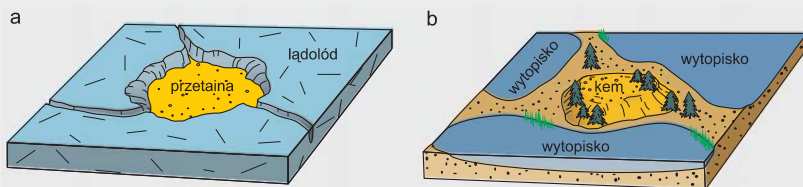


Fig. 6. Schemat powstawania kemu (M. Krzeczyńska, K. Pochocka-Szwarc)

6. Morena czołowa spiętrzona – Wzgórze Weroniki 54°19'42"N; 22°32'34"E

Dawna żwirownia na Wzgórzu Weroniki (196,2 m n.p.m.) znajduje się około 500 m na południowy zachód od rezerwatu Czerwona Struga, w pobliżu drogi łączącej leśniczówkę Bludzie z leśniczówką Boczek. W górnej części odsłonięcia o wysokości 4,5–5,0 m widać piaski z głazikami (fig. 7). Poniżej występują wkładki mułków oraz piaski pyłowate. Pod nimi leżą piaski drobnoziarniste z soczewkami piasków różnoziarnistych i mułków. Osady te zapadają ku wschodowi pod kątem ok. 40–50°. Są zaburzone, tzn. nie leżą w swojej pierwotnej pozycji. Jest to efekt spiętrzenia osadów na skutek dynamicznej działalności lądolodu. W dnie odkrywy i w okolicy leży wiele głazów narzutowych.

Wzgórze Weroniki jest moreną czołową spiętrzoną. Jest jedną z wielu moren znaczących zasięg czoła lądolodu na linii Jurkiszki–Pluskiejmy–Budwiecie–Boczek–dolina Błędzianki–Żytkiejmska Struga–granica państwa.

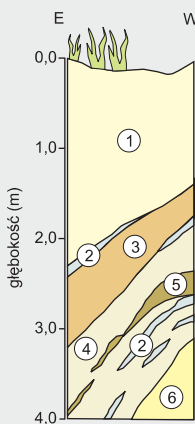


Fig. 7. Profil geologiczny osadów moreny czołowej spiętrzonej
Wzgórze Weroniki (T. Krzywicki)

1 – piaski z głazikami, 2 – mułki, 3 – piaski pyłowate, 4 – piaski drobnoziarniste,
5 – piaski różnoziarniste, 6 – piaski drobno- i średnioziarniste

7. Torfowisko kopuławowe w pobliżu doliny Bludzi 54°20'17"N; 22°33'25"E



Torfowisko kopuławowe (fot. T. Krzywicki)

Stanowisko znajduje się na północ od rezerwatu Czerwona Struga, w obszernym zatorfionym i częściowo zalanym wodą na skutek działalności bobrów obniżeniu terenu. Na północ od stanowiska przebiega czerwony szlak Śladami Rominckich Jeleni. Z drogi, pośród mokradeł i trzcinowisk, widać pagórek. Jest to wyniesienie terenu zbudowane z martwicy wapiennej i torfów. Wysokość względna tego pagórka wynosi ok. 6 m. Porośnięty jest szuwarem trzcinowym. Na jego szczycie rośnie wierzba. Jest to przykład torfowiska kopuławowego, charakteryzującego się wyniesionym ponad otoczenie pokładem torfów. Tutaj, oprócz torfów pokrywających powierzchnię, występuje miąższy poziom martwicy wapiennej przewarstwionej wkładkami mchów brunatnych i namulów żelazistych

(fig. 8). Osady te tworzą kopułę o wysokości kilku metrów i średnicy ok. 40 m. Na zboczach pagórka sączy się woda i strugą spływa do obniżenia.

Początkowo w zagłębieniu terenu rozwijało się torfowisko niskie. Aby powstało torfowisko kopuławowe, musiały zaistnieć szczególne warunki środowiska. Pierwszym z nich był deficyt tlenu w wodzie źródlanej, drugim – duża zawartość jonów wapniowych Ca^{2+} i wodorowęglanowych HCO_3^- .

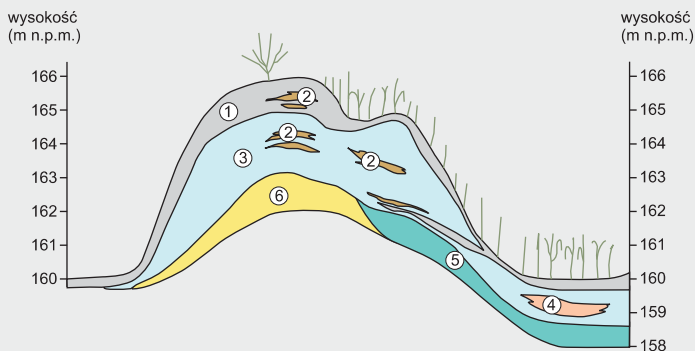


Fig. 8. Schematyczny przekrój geologiczny przez torfowisko kopuławowe koło Czerwonej Strugi (T. Krzywicki, T. Trzebiatowski wg M. Gałki; zmieniony)

1 – torfy zielone, 2 – mchy brunatne, 3 – martwica wapienna, 4 – namuły żelaziste, 5 – mułki wapienne z piaskami, 6 – piaski ze żwirami

Początki torfowiska kopuławowego w tym miejscu należy wiązać z wypływem wód bogatych w jony wapniowe i wodorowęglanowe. Z wody zaczął wytrącać się węglan wapnia w postaci martwicy wapiennej. Utrudniała ona wypływ wody ze źródła, co spowodowało, że w najbliższej okolicy torfowiska kopuławowego podwyższył się poziom wód gruntowych. Przyrastająca martwica powodowała wzrost kopuły, a wkraczająca na nią roślinność tworzyła po rozkładzie przewarstwienia torfowe. Proces mógł trwać setki lub nawet tysiące lat i trwa nadal. Większość osadów tworzących „masyw” wzgórza torfowego stanowi jednak martwica wapienna. Poniżej niej leżą piaski i mułki oraz piaski ze żwirami. Pięć podobnych, lecz mniejszych torfowisk kopuławowych znajduje się w rezerwacie Struga Żytkiejmska, a kilka w rosyjskiej części Puszczy.

8. Torfowiska zboczowe w dolinie Błędzianki 54°19'11"N; 22°36'51"E

Torfowiska zboczowe są położone na zachodnim stromym zboczu doliny Błędzianki, na północny zachód od leśniczówki Dzikie Kąty, poniżej dawnego hotelu robotników leśnych (północny kraniec wsi Będziszewo). Skarpa doliny ma tu około 15–17 m wysokości i w większości zbudowana jest z glin

zwałowych. Dolina Błędzianki jest przykładem rynny lodowcowej. Jej szerokość w tym miejscu wynosi około 200–250 m. Na stromych zboczach doliny, gdzie znajdują się wychodnie piaszczystej warstwy wodonośnej, utworzyło się kilka torfowisk zboczowych, inaczej zwanych wiszącymi (fig. 9). Ich szerokość wynosi kilka–kilkanaście metrów. Tworzą one soczewki, z których sączą się wody tworzące strumyczki. Uchodzą one do Błędzianki. Powierzchnie torfowisk są nachylone zgodnie z nachyleniem stoku, sprawiając wrażenie przyklejonych do zbocza doliny. W strefie torfowisk położonej najwyżej (w miejscu wypływu wód), przy drodze przecinającej zbocze doliny, rozwinęło się niewielkie osuwisko z dobrze widoczną niszą osuwiskową.

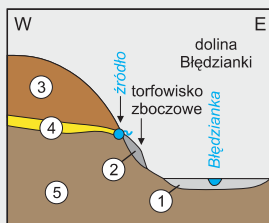
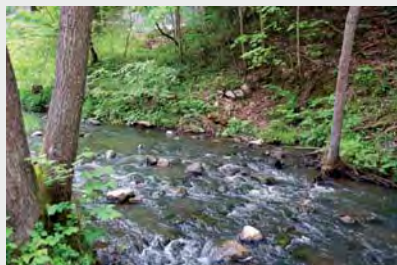


Fig. 9. Schematyczny profil geologiczny zachodniego zbocza doliny Błędzianki z torfowiskiem zboczowym (T. Krzywicki)

holocen: 1 – piaski humusowe, 2 – torfy; kompleks północnopolski:

3 – gliny zwałowe; kompleks środkowopolski: 4 – piaski wodnolodowcowe, 5 – gliny zwałowe

9. Przełom Błędzianki w Stańcykach 54°17'54"N; 22°39'08"E



Przełom Błędzianki w Stańcykach (fot. T. Krzywicki)

W Stańcykach Błędzianka wciną się na głębokość ponad 30 m w osady wysoczyzny i przykrywającego ją sandru. Przełom powstał między dwoma odcinkami rynny polodowcowej: południowym, zwanym Kotłem Maciejowięta (stan. geol. 11) oraz północnym, w okolicy Błakał. Ponad przełomem wznoszą się dwa równoległe do siebie mosty kolejowe zbudowane w latach 1912–26. W okolicach przełomu Błędzianki w Stańcykach wyróżnia się dwa kompleksy osadów: w dolnej części piaski i gliny zwałowe kompleksu środkowopolskiego, wyżej – dwa poziomy piasków i żwirów wodnolodowcowych, gliny zwałowe oraz osady kemów, należące do kompleksu północnopolskiego (fig. 10). Mosty spinają kem

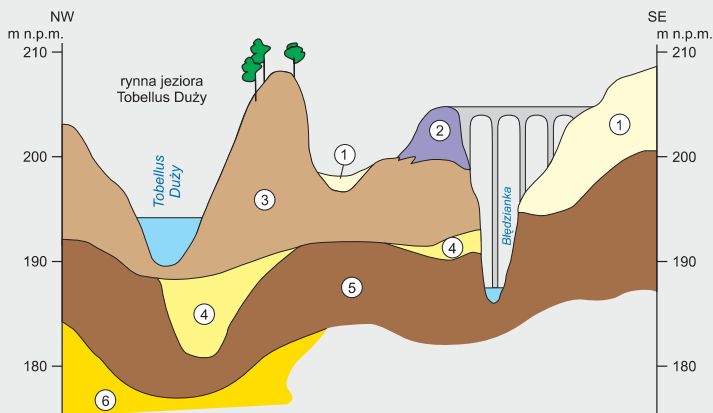


Fig. 10. Schematyczny przekrój geologiczny przez przełom Błędzianki w Stańcykach (T. Krzywicki, T. Trzebiatowski)

kompleks północnopolski: 1 – piaski wodnolodowcowe, 2 – piaski i mułki kemów, 3 – gliny zwałowe, 4 – piaski wodnolodowcowe; kompleks środkowopolski: 5 – gliny zwałowe, 6 – piaski wodnolodowcowe

z sandrem. Droga z Błakal do Stańczyków z zabytkową aleją 229 jarząbów szwedzkich, sprowadzonych tu w pocz. XX w., prowadzi po gliniastej ostrodze, rozdzielającej dwie rynny. Wody jezior Tobellus Duży i Tobellus Mały wypełniają południkowo rozciągnięte obniżenie rynny polodowcowej, wyciętej w glinach zwałowych. Pod oboma poziomami glin zwałowych w otworze studziennym nad jeziorem Tobellus Mały nawiercono piaski wodnolodowcowe. W korycie Błędzianki leży wiele głazów narzutowych.

10. Rynna Jeziora Boczego 54°16'45"N; 22°39'03"E



Jezioro Boczne (fot. T. Krzywicki)

Na wschodnim wysokim brzegu Jeziora Boczego znajduje się punkt widokowy. Doskonale widać stąd jezioro. Tafla wody leży prawie 30 m poniżej. Wody jeziora wypełniają południkowo zorientowane, zamknięte obniżenie o długości około 3 km, szerokości zaledwie 300–350 m i głębokości 33,5 m. Obniżenie to jest rynną lodowcową subglacialną. Została ona wyerodowana przez wody płynące w tunelu pod lądolodem (fig. 11a). W czasie deglacjacji martwy лёd konserwował rynnę. Piaski naniesione przez wody roztopowe przykryły martwy лёd (fig. 11b). Po całkowitym wytopieniu lodu obniżenie wypełniło się wodami Jeziora Boczego (fig. 11c).

Na stromych, gliniastych zboczach rynny znajdują się liczne rozcięcia erozyjne, które u podnóża kończą się stożkami, tworzącymi niewielkie półwyspy. W połowie stoku wschodniego widoczne są ślady po dawnym osuwisku.

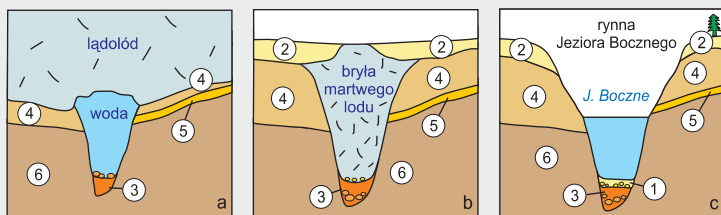


Fig. 11. Schemat powstawania Jeziora Boczego
(T. Krzywicki, K. Pochocka-Szwarc, T. Trzebiatowski)

kompleks północnopolski: 1 – piaski i żwiry wodnolodowcowe, 2 – piaski wodnolodowcowe,
3 – żwiry i piaski naniesione przez wody w tunelach lodowcowych, 4 – gliny zwałowe;
kompleks środkowopolski: 5 – piaski wodnolodowcowe, 6 – gliny zwałowe

11. Kocioł Maciejowięta 54°16'46"N; 22°40'35"E



Zbocza rynny lodowcowej – Kocioł Maciejowięta
(fot. T. Krzywicki)

Stanowisko jest położone na trasie ścieżki dydaktycznej Wokół Jarów Błędzianki. Na południe od Stańczyków Błędzianka płynie obniżeniem o długości ok. 1,5 km, szerokości 500–600 m i głębokości 55–60 m. To obniżenie o stromych zboczach nazywane jest Kotłem Maciejowięta. Na zboczu południowym przy wschodnim krańcu obniżenia znajduje się punkt widokowy. Z tego miejsca rozciąga się niezwykle malowniczy widok na Kocioł Maciejowięta oraz na mniejszą podobną formę, ciągnącą się ku południowemu wschodowi w stronę wsi Prawy Las. Błędzianka na przełomowym odcinku między kotłami ma charakter rwącego potoku górskiego. Spadek rzeki na tym 1,4-kilometrowym odcinku wynosi 15 m.

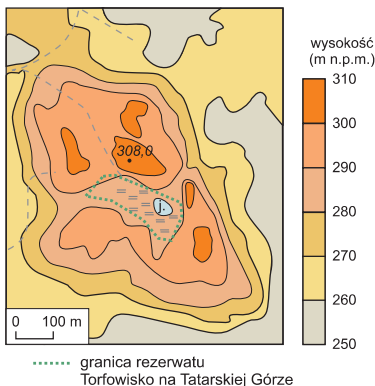
Kocioł Maciejowięta wycięty jest w podłożu zbudowanym z piasków wodnolodowcowych i glin zwałowych. Osady te odsłaniają się w dolnej części jego zboczy. W zboczach północnych i częściowo południowych widoczne są piaski, położone pomiędzy dwoma poziomami glin. Powierzchnia wysoczyzny zbudowana jest z glin zlodowacenia Wisły. Gliny zwałowe, w których została wyerodowana rynna, są najprawdopodobniej osadami kompleksu środkowopolskiego – zlodowacenia Odry, powstałymi 160,0–130,0 tys. lat temu. Gliny zwałowe odsłaniające się na powierzchni terenu powstały w zlodowaceniu Wisły. Wody płynące w lądolodzie wyłobily rynnę wcinającą się w osady podłoża. Na rynnowe pochodzenie doliny Błędzianki wskazują m.in. strome, pozbawione tarasów zbocza doliny o nachyleniu dochodzącym do 60°, jak również jej znaczna głębokość – 30–60 m oraz przebieg z północnego zachodu na południowy wschód. Podczas deglacjacji rynna została wypełniona bryłami martwego lodu. Wody roztopowe płynące z topniejącego lądolodu naniósł pokrywę piasków wodnolodowcowych (sandrowych), przykrywając częściowo martwy lód konserwujący obniżenie przyszłego kotła. Obecnie na zboczach są widoczne rozcięcia erozyjne – wąwozy i jary, a u ich podnóża – stożki usypiskowe. Jest to efekt procesów erozji i akumulacji zachodzących już w holocen. W obniżeniach terenu do dziś akumulowane są torfy i namuły.

12. Jezioro na Tatarskiej Górze 54°14'34"N; 22°19'32"E

Tatarska Góra (308,0 m n.p.m.) jest położona na południe od Gołdapi, 16 km od granicy Parku. Wraz z Szeską Górą (309,0 m n.p.m.) i Gołdapską Górą (271,8 m n.p.m.) tworzą masyw Wzgórz Szeskich. Tatarska Góra, obecnie zalesiona, jest formą polodowcową – kemem o dwóch wierzchołkach, pomiędzy którymi znajduje się niewielkie jezioro wytopiskowe (fig. 12). Jest to najwyższej położony zbiornik wodny w regionie mazurskim (na wysokości 288,0 m n.p.m.). Jezioro wraz z otaczającym je torfowiskiem wysokim wypełnia sierpowatą nieckę, sprawiającą wrażenie krateru. Jezioro jest zanikającym zbiornikiem dystroficznym – jego wody są słabo natlenione i zawierają



Jezioro wytopiskowe na Tatarskiej Górze
(fot. M. Ślapiak)



znaczną ilość kwasów humusowych, nadających wodzie kwaśny odczyn i żółtawe zabarwienie. Znajduje się tu rezerwat przyrody Torfowisko na Tatarskiej Górze – najmłodszy (powołany 15.03.2012 r.) i jeden z mniejszych (0,0187 km²) rezerwatów w Polsce. Ochroną objęto tu kompleks torfowisk przejściowych i wysokich wokół jeziora oraz sam zbiornik. Znajdują się tu stanowiska turzycy skąpokwiatowej i rosziczki długolistnej. Osobliwością flory Tatarskiej Góry jest tojad mocny zwany mordownikiem – roślina trująca, której nie należy dotykać.

Fig. 12. Tatarska Góra – szkic hipsometryczny
(K. Pochocka-Szwarc)

WALORY KRAJOZNAWCZE I TURYSTYKA

Na terenie PKPR i jego otuliny, oprócz zachwycającej przyrody i malowniczych krajobrazów, znajduje się wiele ciekawych obiektów zabytkowych. Uwarunkowania historyczne i położenie geograficzne sprawiły, że obszar ten był w XVI–XVIII w. miejscem, gdzie przenikało się wiele kultur: pruska, litewska, polska, a także, za sprawą protestantów austriackich i osadników francuskich, salzburska i francuska. Na obszarze PKPR i w okolicy pozostało bardzo wiele cmentarzy ewangelickich.

Gołdap jest siedzibą gminy miejsko-wiejskiej, a od 2002 r. – także powiatu. Miasto zbudowano w miejscu dawnej wsi Szyłajty w 2. poł. XVI w. Prawa miejskie Gołdap otrzymała w 1570 r., a nadał je pruski książę Fryderyk Albert. Nazwa miasta pochodzi od nazwy rzeki Gołdapa (prus. *galdo* – dolina, *ape* – rzeka lub lit. *gelda* – niecka, *upe* – rzeka). Najważniejszymi zabytkami Gołdapi są kościół ewangelicki NMP Matki Kościoła w stylu późnogotyckim z 1560 r., neogotycki kościół św. Leona z 1894 r. oraz zespół dawnych koszar piechoty hr. Dönhoffa z XIX w., w którym obecnie mieszczą się gimnazjum, jednostka wojskowa, a także basen i Muzeum Ziemi Gołdapskiej. Godna uwagi jest też wieża ciśnień z 1905 r. z kawiarnią i tarasami widokowymi. W mieście znajdują się zabytkowe cmentarze: dwa wojenne z I wojny światowej (ul. Suwalska i ul. Boczna) oraz żydowski i ewangelicki (ul. Cmentarna).

Około 2,5 km na północ od miasta znajduje się przejście graniczne z Rosją (Obwodem Kaliningradzkim) Gołdap/Gusiew.

W 2000 r. miasto Gołdap otrzymało status **uzdrowiska**.

Sanatorium Wital znajduje się ok. 4 km od centrum miasta, na zachodnim brzegu jeziora Gołdap. Gołdap jest uzdrowiskiem klimatyczno-borowinowym. Borowinę pozyskuje się ze złóż z okolic pobliskiej Niedrzwicy. Solanki eks-

ploatowane z otworów nad jeziorem Gołdap wykorzystuje się w kuracjach pitnych, a także inhalacjach (tężnia) i kąpielach (baseny). Uzdrowisko specjalizuje się w leczeniu schorzeń narządów ruchu, dróg oddechowych, układu nerwowego oraz chorób kobiecych.

Gołdapska Góra (Piękna Góra) jest wzniesieniem w północnej części Wzgórz Szeskich. Jej wierzchołek (271,8 m n.p.m.) to atrakcyjny punkt widokowy z obrotową kawiarnią na szczycie i centrum narciarskim (wyciągi, kolej krzesełkowa). Niższa (260,0 m n.p.m.), wschodnia część, zwana jest Zamkową Górą. W X–XI w. istniał tu gród, który przetrwał jako miejsce schronienia ludności do XIII w. Był on najbardziej na północny zachód wysuniętą fortyfikacją jaćwieską.

Stańczyki to malowniczo położona miejscowość, której największą atrakcją turystyczną są dwa równoległe do siebie mosty kolejowe, zaprojektowane przez włoskich architektów jeszcze przed I wojną światową. Związane są z linią kolejową Gołdap–Żytkiejmy (*Schithkhemien*)–Czystyje Prudy (*Tolmingheimen*)–Gusiew (*Gumbinen*), którą otwarto w 1926 r. Styl

zdobień mostów nawiązuje do akweduktów włoskich lub hiszpańskich. Most północny wybudowano w latach 1912–14. Prace przerwała I wojna światowa. Otwarto go dopiero w 1926 r. Południowym mostem, który budowano w latach 1923–26, pociąg nigdy nie przejechał. Zbudowane z żelbetonu, o wyważonych proporcjach mosty mają długość 250 m i wysokość 36,5 m. Łączą brzegi głębokiego przełomu Błędzianki (stan. geol. 9).

Zabytkowe mosty kolejowe znajdują się również w **Botkunach** nad Jarką i w **Kiepojcicach** nad Bludzią. Ich długość wynosi ok. 50 m, a wysokość – ok. 15 m. Tory kolejowe linii Gołdap–Gusiew zostały rozebrane przez Armię Czerwoną w 1945 r.



Zabytkowa wieża ciśnień w Gołdapi
(fot. M. Barańska)



Gołdapska Góra (fot. R. Dutkiewicz)



Mosty w Stańczykach (fot. M. Stąplik)

Cesarskie kamienie – głazy Wilhelma. Walory łowieckie Puszczy Rominckiej doceniono już wiele wieków temu. Polowania na tych terenach cenili sobie szczególnie cesarz niemiecki Wilhelm II, który na przełomie XIX i XX w. nadał Puszczy status cesarskiego rewiru łowieckiego. Co roku jesienią, wraz z arystokratycznymi gośćmi z całej Europy, cesarz pojawiał się w swoim dworze myśliwskimi w Cesarskich Romintach (*Kaiserlich Rominten*, obecnie *Radużnoje* po stronie rosyjskiej). W celu upamiętnienia najcenniejszych upolowanych przez Wilhelma okazów stawiano głazy z wykutymi inskrypcjami. Do dziś zachowało się ich siedemnaście, w tym osiem po polskiej stronie puszczy.

W 1940 r. w **lesie Kumiecie** na peryferiach Gołdapi powstał ośrodek doświadczalny Luftwaffe. Działała tu eksperymentalna hamownia silników do rakiet V2. W latach 1941–44, po ataku Niemiec na ZSRR, w Puszczy Rominckiej nieopodal ośrodka doświadczalnego umieszczono kwaterę główną Luftwaffe, skąd kierowano operacjami niemieckiego lotnictwa wojkowego. Do dziś zachowały się ruiny schronów i wartowni. W latach 70. XX w. część bunkrów zaadaptowano na stołówkę i świetlicę ośrodka wczasowego (obecnie – część sanatorium Wital).

Wybuchowe jezioro Tobellus Mały. W Stańczykach przed II wojną światową miało miejsce niezwykle zjawisko przyrodnicze. 30. czerwca 1926 r., tuż po potężnej burzy i ulewie z gradobiciem z jeziora Tobellus Mały niespodziewanie wytrysnęła fontanna wody i błota na wysokość ok. 2–3 m. Mieszanina wodno-błotna opadła, a warstwa szlamu przez długi czas utrzymywała się na powierzchni wody. Zjawisko to spowodowane było prawdopodobnie gwałtownym spadkiem ciśnienia atmosferycznego podczas burzy. Skutkiem tego było nagłe uwolnienie się metanu z dna jeziora i jego samozapłon (być może od pioruna). Po 50 dniach szlam opadł, ukazując wody jeziora.

Trójszyk granic Wisztyniec to miejsce, w którym zbiegają się granice państw Polski, Litwy i Rosji. Znajduje się w pobliżu szosy między Żytkiejmami i Wiżajnami. Od 1422 r. była to granica państwa krzyżackiego i Wielkiego Księstwa Litewskiego, po rozbiorach – granica niemiecko-rosyjska, a w okresie międzywojennym był to trójszyk granic Niemiec, Polski i Litwy. Obecnie stoi tam granitowy słup z godłami Polski, Litwy i Rosji.



Jeden z głazów Wilhelma II (fot. T. Krzywicki)



Jezioro Tobellus Mały (fot. T. Krzywicki)



Trójszyk granic Wisztyniec
(fot. K. Pochocka-Szwarc)

Szlaki piesze

Międzynarodowy Dalekobieżny Szlak Pieszy E11 – szlak zielony Jasieniec n. jez. Gołdapiwo–Stańczyki (długość: całkowita 90 km, na obszarze objętym mapą 42,5 km)

Przebieg na obszarze objętym mapą: Suczki (2 km)–Janowo (5 km)–Gołdap (5 km)–Jurkiszki (6 km)–Czarnowo Średnie (Hajnówek) (13 km)–most na Błędziance (7,5 km)–szosa Gołdap–Żytkiejmy (4 km)–Stańczyki. Szlak prowadzi przez najwyższe partie Wzgórz Szeskich, obok Gołdapskiej Góry i Tatarskiej Góry.

Szlak zielony – Czarne–Mierkinie(długość: całkowita 24,8 km, na obszarze objętym mapą ok. 16 km)

Łączy okolice jez. Rospuda z okolicami jez. Hańcza. Przebieg na obszarze objętym mapą: Mała Przerośl (2 km)–Przerośl (3 km)–Sypyłka (1 km)–Wysoki Garb (3,5 km)–Prawy Las (2 km)–Wersele (3 km)–Kramnik.

Szlak czerwony Gołdap–Jastrzębna (S część Puszczy Augustowskiej (długość: całkowita 210 km, na obszarze objętym mapą 51,4 km)

Przebieg na obszarze mapy: Gołdap (1,5 km)–las Kumiecie (1,2 km)–jez. Gołdap (7,2 km)–Botkuny (4,5 km)–Galwiecie (4 km)–Pluszkiejmy (3 km)–Budwiecie (2,6 km)–Markowo (6,3 km)–Żabojady (2,5 km)–Będziszewo (3 km)–Błakaty (2,3 km)–Stańczyki (4,5 km)–Golubie (4,8 km)–Pobłędzie (1,5 km)–Rakówek (2,5 km)–Mauda.

Szlak żółty Żytkiejmy–Krzywe (długość: całkowita 64,5 km, na obszarze objętym mapą 11,7 km)

Łączy Żytkiejmy z Suwalskim Parkiem Krajobrazowym i Wigierskim Parkiem Narodowym. Przebieg na obszarze objętym mapą: Żytkiejmy (3 km)–Degucie (3 km)–Skajzgiry (2 km)–Pobłędzie (1,2 km)–Kramnik (2,5 km)–Kłajpedka.

Szlak żółty Gołdap–Węgorzewo (długość: całkowita 76 km, na obszarze objętym mapą ok. 2,3 km)

Przebieg na obszarze objętym mapą: Gołdap–zajazd Piękna Góra.

Szlak niebieski leśniczówka Żyliny–Galwiecie (długość 13 km)

Rozpoczyna się przy leśniczówce Żyliny, prowadzi ku granicy państwa na północ, następnie na południowy wschód do Galwieci.

Szlak niebieski Pluszkiejmy–Augustów (długość: całkowita 82,8 km, na obszarze objętym mapą ok. 11 km)

Przebieg na obszarze objętym mapą: Pluszkiejmy (1,2 km)–Kociołki (4 km)–Czarne (2,5 km)–Białe Jeziorki (3,3 km)–Budy.

Szlaki rowerowe

Śladami Rominckich Jeleni, znaki czerwone (długość 78 km)

Jurkiszki–Szyliny–Ostrówko–Galwiecie–Czarnówko–Czarnowo Średnie (Hajnówek)–Żytkiejmy–Degucie–Stańczyki–Błakaty–Będziszewo–Żabojady–Bludzie Wielkie–Dubeninki–Zawiszyn–Czarne–Kociołki–Rakówko–Botkuny. Prowadzi obok czterech rezerwatów przyrody i łączy się z kilkoma ścieżkami dydaktycznymi.

Podlaski Szlak Bociani, znaki czerwone (długość: całkowita 183 km, na obszarze objętym mapą ok. 11 km)

Rozpoczyna się na obszarze Białowieskiego Parku Narodowego, a kończy przy mostach kolejowych w Stańczykach. Przebieg na obszarze objętym mapą: Golubie–Maciejowieta–Stańczyki.

Pierścień Rowerowy Suwalszczyzny R65, część północna; znaki zielone (długość: całkowita 320 km, na obszarze objętym mapą ok. 20 km)

Szlak tworzy pętlę; rozpoczyna się i kończy w Żegarach k. Sejna. Przebieg na obszarze objętym mapą: Rakówek–Przerośl–Stańczyki–Maciejowieta–Golubie–Degucie–Pobłędzie–Rakówek–Mauda. Dalej prowadzi do Wiżajna.

Szlak Fortyfikacji Pozycji Granicznej R68, znaki zielone (długość: całkowita 63 km, na obszarze objętym mapą ok. 23 km)

Trójęstyk granic Wisztynieć–Przesławki–Wobały–Skajzgiry–Pobłędzie–Kramnik–Wersele–Prawy Las–Kolonja Przerośl–Przerośl. Dalej biegnie szosą w stronę Filipowa, potem wzdłuż doliny Rospudy do Dowspudy. Szlak prowadzi wzdłuż niemieckiej linii obronnej z czasów II wojny światowej. Na trasie można zobaczyć zachowane obiekty wojskowe, bunkry i umocnienia.

Ścieżki dydaktyczne

Niezapominajka, znaki zielone (długość 1 km; czas przejścia 30 min)

Początek i koniec trasy na parkingu leśnym przy drodze Błakaty–Żytkiejmy

Czworolist, znaki zielone (długość 4,3 km lub 1,8 km; czas przejścia 3 h lub 1 h)

Początek i koniec ścieżki w Jurkiskach

Rechoł, znaki niebieskie (długość 200 m; czas przejścia 10–15 min)

Prowadzi drewnianą kładką nad jez. Ostrówek. Na północnym krańcu ścieżki wieża widokowa.

Początek i koniec trasy na parkingu koło jez. Ostrówek.

Porosty, znaki żółte (długość 3 km, czas przejścia 1 h 30 min)

Parking leśny w Jurkiskach–Szyliny

Golubie – wieś której nie ma, znaki czarne (długość 4 km, czas przejścia 2 h)

Początek 4 km na wschód od Stańczyków

Ptaki Puszczy Rominckiej, znaki zielone (długość 3 km; czas przejścia: 1 h 30 min)

Leśny parking koło Jurkiszek–jez. Ostrówek

Puszcza Romincka, znaki żółte (długość 9 km, czas przejścia 4 h, czas przejazdu 1 h)

Przebiega leśną drogą Żytkiejmy–Bludzie Wielkie; możliwa jest jazda rowerem

Na skraju puszczy, znaki czarne (długość 13 km, czas przejścia 4–5 h)

Dubeninki–Bludzie Małe–Bludzie Wielkie–Żabojady–Będziszewo (wiata i wieża widokowa)–Stańczyki

Wokół jarów Błędzianki, znaki niebieskie (długość 17 km, czas przejścia 5 h)

Stańczyki–Sypytka–Maciejewięta–Stańczyki

Trójęstyk granic – biegun zimna, znaki niebieskie (długość ok. 500 m, czas przejścia 15–20 min)

Od szosy Żytkiejmy–Wiżajny wiedzie polną drogą w kierunku granicy litewskiej, potem w lewo, przez mostek na rzeczce Czernicy i prowadzi wzdłuż granicy państwa do granitowego słupa w pobliżu trójęstyku granic Polski, Litwy i Rosji.

SŁOWNIK TERMINÓW

Brama lodowcowa – miejsce wypływu wód roztopowych z tunelu u czoła lądolodu.

Deglacja – zanik pokrywy lodowcowej, proces zaniku pokrywy lodowej na danym obszarze, odsłanianie obszaru spod pokrywy lodowej. **D.** może przebiegać **f r o n t a l n i e**, gdy wskutek ablacji topi się całe czoło lodowca, lub **a r e a l n i e**, gdy zanik lądolodu odbywa się na całej jego powierzchni, powodując obniżanie jego brzeżnej strefy i podział na bryły martwego lodu.

Denudacja – procesy niszczące powodujące wyrównywanie i stopniowe obniżanie powierzchni Ziemi. **D.** obejmuje wietrzenie, erozję, ruchy masowe (spływy, spełzywanie i obrywy) oraz przemieszczanie zwietrzliny z obszarów wyższych ku niższym (zapełnianie obniżeń materiałem wyniesionym z wyższych partii).

Egzaracja (erozja lodowcowa) – procesy mechaniczne zachodzące pod lodowcem: pobieranie materiału skalnego z podłoża wskutek jego przymarzania i wciskania w lód, rozkruszanie, rysowanie i wygładzanie skał podłoża.

Gliny zwałowe w spływach (gliny spływowe) – osady lodowcowe zawierające w składzie ziarna wszystkich frakcji, powstające na powierzchni i przy krawędzi lodu lodowcowego lub brył martwego lodu wskutek wytapiania i spływania grawitacyjnego materiału morenowego nasyconego wodą.

Głaz narzutowy (eratyk, narzutniak) – fragment skały przetransponowany przez lądolód, pozostawiony po stopieniu lodu w pewnej odległości od miejsca, z którego pochodzi. Na terenie Polski eratykami są skały pochodzące ze Skandynawii i niecki Morza Bałtyckiego.

Gytie – osady organiczne lub organiczno-mineralne powstające na dnie jezior, barwy szarej, o charakterystycznej galaretowatej konsystencji. **G.** składają się ze szczątków organizmów, zwłaszcza fitoplanktonu, o różnym stopniu rozkładu.

Kem – garb, wzgórze lub stoliwo o stromych zboczach, powstały w obrębie lądolodu lub lodu martwego w przetańnię lub szczelinie lodowej, a także między sąsiednimi lobami i bryłami martwego lodu. Rozległy **k.** o płaskiej poziomej owierzchni szczytowej nazywany jest **p ł a t e a u kemowym**.

Martwica wapienna – skała osadowa, której głównym składnikiem jest węglan wapnia, mająca postać twardej porowatej, jasno zabarwionej „skorupy”. **M.w.** wytrąca się z wód rzecznych lub silnie wapiennych wód źródłanych na skutek gwałtownego spadku ciśnienia lub temperatury, z udziałem roślin (głównie mchów i wodorostów).

Martwy lód (bryły martwego lodu) – izolowane od siebie i od krawędzi lądolodu fragmenty lodu (bryły, płyty), powstałe podczas przestrzennego wytapiania się lądolodu, tzw. deglacji arealnej. Bryły **m.l.** pozostałe po ostatnim zlodowaceniu na terenie Polski północnej wytapiały się do początków holocenu (ok. 12–9 tys. lat temu).

Misa końcowa – duże, niezbyt głębokie obniżenie terenu w strefie maksymalnego zasięgu jezora lodowcowego, zwykle na zapleczu łuku moren czołowych. Tworzy się w wyniku egzaracji, a następnie wytapiania brył martwego lodu.

Morena czołowa akumulacyjna – forma polodowcowa, wzgórze lub ciąg wzgórz, powstałe w czasie dłuższego postoju krawędzi (czoła) lądolodu (tzw. stagnacja) na skutek akumulacji materiału transportowanego wewnątrz lądolodu oraz w jego stopie. Zbudowane są ze żwirów, głazów, piasków, czasem z glin. W zależności od długości trwania postoju lub liczby wahań krawędzi lądolodu, **m.cz.a.** składa się ze zmiennej liczby wałów. Im dłuższy był czas postoju, tym większa była ilość wytapianego materiału, a tym samym większa forma. Na podstawie analizy rozmieszczenia **m.cz.a.** można odtworzyć zarys krawędzi lądolodu, jego poszczególne zasięgi i etapy zanikania (deglacji).

Morena czołowa spiętrzona – morena utworzona na skutek pchnięcia i spiętrzenia osadów na przedpolu lądolodu, spowodowanych ruchem postępowym masy lodowej.

Morena martwego lodu – forma powstała w czasie deglacjacji arealnej w strefie krawędzi bryły martwego lodu na skutek zsuwania i spływania osadów – piasków, mułków, żwirów, glazów i glin – wytapianych na powierzchni martwego lodu, często w sąsiedztwie obniżeń terenu lub jezior wytopiskowych.

Niecka wytopiskowa (misa wytopiskowa) – zagłębienie w powierzchni terenu, powstałe przez wytopienie się zagrzebanej bryły martwego lodu.

Przetaina – obniżenie na powierzchni lodu, sięgające nawet do jego podłoża, powstałe w początkowym etapie deglacjacji. **P.** jest miejscem gromadzenia osadów niesionych przez wody roztopowe.

Recesja lądolodu – zmniejszanie się powierzchni i objętości lądolodu w wyniku przewagi topnienia nad dopływem świeżych mas lodu.

Rynna polodowcowa subglacialna – podłużne obniżenie o stromych zboczach, powstałe na skutek erozyjnej działalności wód podlodowcowych, wcinających się w podłoże. **R.I.s.** obecnie często są wykorzystywane przez jeziora lub ciekły.

Sandr (isl. *sandur*) – równina akumulacji wodnolodowcowej w formie rozległego, płaskiego stożka napływowego, zbudowanego z piasków i żwirów osadzonych przez wody pochodzące z topnienia lądolodu na jego przedpolu.

Sandr dziurawy – sandr z licznymi zagłębieniami na powierzchni, powstałymi w wyniku wytapiania zagrzebanych brył martwego lodu.

Torfowisko – miejsce akumulacji torfów o miąższości co najmniej kilkudziesięciu centymetrów. Ze względu na źródło zaopatrzenia w wodę wyróżnia się **t.** wysokie (powyżej zwierciadła wód gruntowych, zasilane przez wody atmosferyczne), **t.** przejściowe oraz **t.** niskie (zasilane przez wody gruntowe i płynące).

Transgresja lądolodu – proces powiększania obszaru zajętego przez lądolód, przyrost jego objętości.

Woda mineralna – naturalna woda zawierająca co najmniej 1000 mg/dm³ rozpuszczonych składników stałych. **W.m.** może zawierać również rozpuszczone gazy pochodzenia naturalnego, np. dwutlenek węgla lub siarkowodór. O składzie chemicznym i mineralizacji wody decydują: litologia warstw skalnych, w których ta woda występuje, głębokość występowania poziomu wód i czas przebywania w środowisku skalnym.

Wysoczyzna polodowcowa – rozległy, nieco wzniesiony, wyrównany, płaski lub lekko falisty, obszar utworzony z osadów lodowcowych i czasem wodnolodowcowych. Powierzchnia **w.p.** może być urozmaicona pagórkami i obniżeniami bezodpływowymi, powstałymi podczas nierównomiernego wytapiania się materiału z lądolodu.

LITERATURA

Dutkiewicz R.F., 2008 – Gołdap i okolice. Wyd. Z bliska, Gołdap.

Gautschi A., 2009 – Rominten 1500 bis 1945: Ein alphabetisches Merkbuch. Nimrod, Melsungen.

Haba M., Naruszewicz A., 2013 – Park Krajobrazowy Puszczy Rominckiej. Mapa turystyczno-krajoznawcza 1:40 000. Prac. Map i Wyd. Turyst. MH, Ostrów Mazowiecka.

Krzywicki T., 2000 – Puszczą Romincką. W: Szlakami Mazur Garbatych – przewodnik po ziemi gołdapskiej (red. M. Ślapiak). Fund. Rozw. Reg. Gołdap.

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

Pawlikowski P., Jarzombkowski F., 2010 – Torfowiska Puszczy Rominckiej. W: Z Mazowsza na Polesie i Wileńszczyznę. Zróżnicowanie i ochrona szaty roślinnej pogranicza Europy Środkowej i Północno-Wschodniej. Mat. 55. Zjazdu Pol. Tow. Bot., Warszawa.

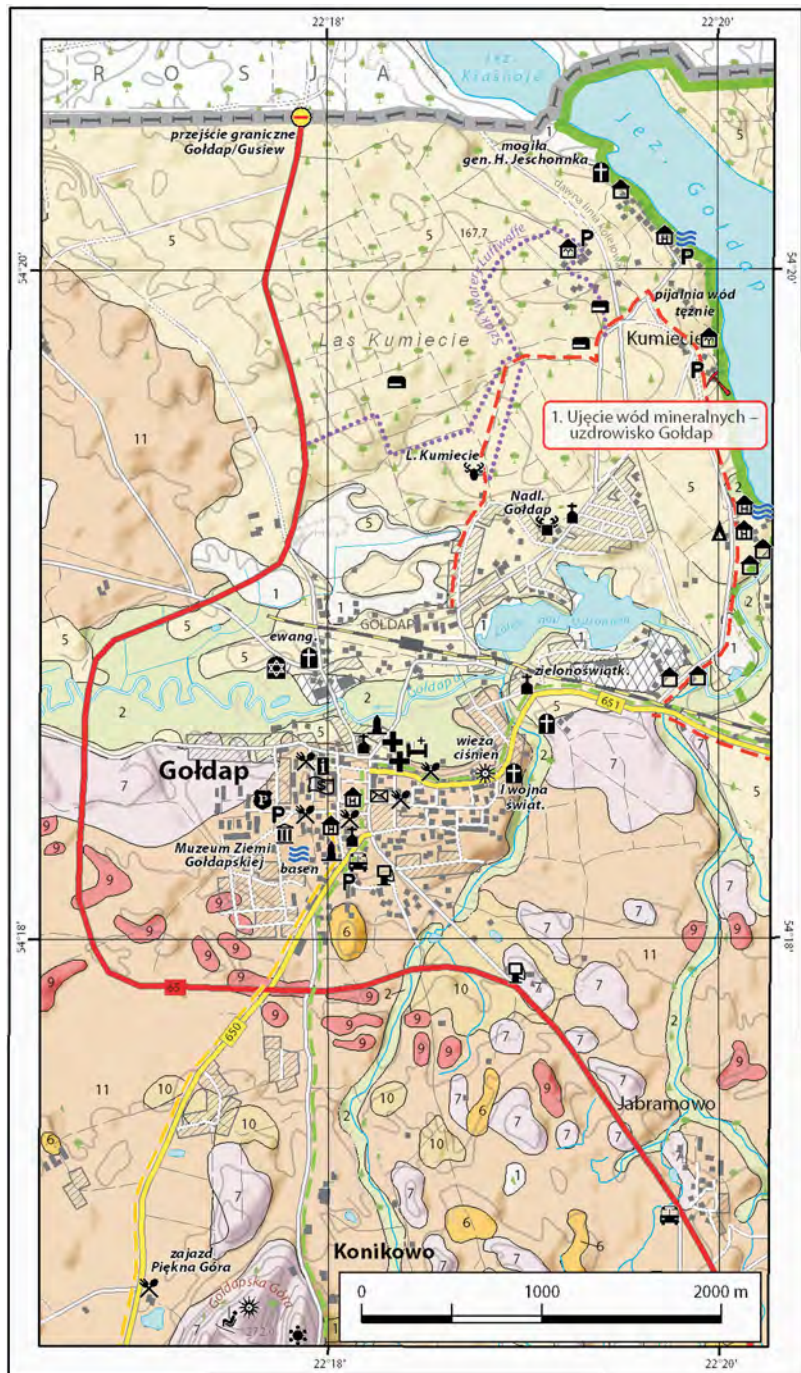
Ratasiewicz M., 2002 – Szlak dydaktyczny Wokół jarów Błędzianki. PKPR, Żytkiemy.

Stawecki E., 2007 – Szlak rowerowy Śladami Rominckiego Jelenia. Przewodnik po Parku Krajobrazowym Puszczy Rominckiej. Gołdap.

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

Żurek S., Kloss M., 2012 – Torfowiska zachodniej części Puszczy Rominckiej ze szczególnym uwzględnieniem rezerwatu Mechacz Wielki. *Stud. Limnol. i Telmatol.*, 6.

<http://parkikrajobrazowewarmiimazur.pl/puszczyrominckiej/>



Mapa geologiczno-turystyczna Gołdapi i okolic (objaśnienia znaków jak na mapie głównej)



Opracowanie:

Tomasz Krzywicki,
Katarzyna Pochocka-Szwarc

Współpraca:

Tomasz Trzebiatowski

Konsultacje:

Anna Naruszewicz, Ryszard Dutkiewicz

Redakcja merytoryczna:

Elżbieta Gruszczyńska

Projekt makiety mapy:

Monika Pielach

Projekt okładki:

Magdalena Sędek

Zdjęcia na okładce:

Tomasz Krzywicki,
Anna Naruszewicz, Wojciech Wąsowicz

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



WYKONANO WE WSPÓŁPRACY
Z PRZEDSIĘBIORSTWEM
GEOLOGICZNYM POLGEOL SA

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

Copyright by Ministerstwo Środowiska

Państwowy Instytut Geologiczny –
Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2014

ISBN 978-83-7863-196-5

