



Formy pierścieniowe w rejonie Wejherowa jako prawdopodobne pozostałości po-pingo i ich znaczenie dla paleogeografii późnego glaciału w północnej Polsce

Ring forms in the area of Wejherowo as likely remnants of pingos, and their significance for Late-Glacial paleogeography in Northern Poland

Mirosław Błaszkwicz¹  Weronika Danel² 

¹Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyńskiego PAN

ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

mirek@geopan.torun.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

weronika.danel@pgi.gov.pl

Zarys treści. W artykule po raz pierwszy zaprezentowano nowo odkryte pole prawdopodobnych form po-pingo, położone na Wysoczyźnie Żarnowieckiej, w północnej Polsce. Na podstawie analizy cyfrowego modelu terenu i wstępnego kartowania geomorfologicznego wyróżniono ponad 80 bardzo dobrze wykształconych form pierścieniowych, z których część tworzy kaskadowo ułożone systemy morfologiczno-hydrograficzne. Każda z form składa się z wyraźnego wału okólnego i obniżenia centralnego, wypełnionego osadami organicznymi – gytiami jeziornymi i torfem o łącznych miąższościach rzędu 5–7 m. Wstępne obserwacje geomorfologiczne wskazują, iż geneza tych form związana była z rozwojem pagórów lodowych typu pingo, w warunkach nieciągłej wieloletniej zmarzliny i ich późniejszą degradacją. Analiza archiwalnych wierceń, przebijających czwartorzęd, dokumentuje obecność okna hydrogeologicznego, łączącego trzy czwartorzędowe poziomy wodonośne na badanym obszarze i pozwala łączyć rozwój analizowanych form z otwartymi systemami pingo. Zaprezentowane w artykule unikatowe stanowisko form po-pingo ma niezwykle potencjał badawczy do dyskusji na temat ewolucji wieloletniej zmarzliny i jej roli w morfogenezie rzeźby obszarów młodoglacialnych.

Słowa kluczowe: formy pierścieniowe, otwarte systemy pingo, permafrost, późny glaciał, degradacja, po-pingo, północna Polska.

Wstęp

Współczesna strefa peryglacialna, w sensie nadanym jej przez M. Frencha (1976), w sposób bardzo wrażliwy reaguje na aktualnie zachodzące globalne zmiany klimatu. Generalnie panuje pogląd, iż szybka degradacja wieloletniej zmarzliny wpływa na uwalnianie gazów cieplarnianych do atmosfery, w tym przede wszystkim metanu, co staje się swego rodzaju akceleratorem zmian klimatycznych (Shakhova i inni, 2005; Walter i inni, 2006; Zimov i inni, 2006). Jednak część badaczy minimalizuje rolę degradowanego permafrostu

w dynamice zmian klimatu (Van Huissteden i inni, 2011; Gao i inni, 2013). Merytoryczna dyskusja na temat wzajemnych interakcji przemian klimatycznych i dynamiki procesów dziejących się w obrębie współczesnej strefy peryglacjalnej, prowadzona także w kontekście możliwych scenariuszy dla najbliższej przyszłości, wymaga szerokiej wiedzy na temat ewolucji stref peryglacjalnych, funkcjonujących w kolejnych, plejstoceńskich cyklach glacialno-interglacjalnych, a szczególnie w trakcie transgresji i recesji ostatniego, późnowistulańskiego lądolodu. W czasie maksimum tego zlodowacenia strefa peryglacjalna, w sensie nadanym jej przez W. Łozińskiego (1909, 1912), związana z rozwojem wieloletniej zmarzliny, obejmowała większość Europy (Vandenberghe i Pissart, 1993).

O ile obecność wieloletniej zmarzliny na obszarach ekstraglacialnych względem linii maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu (ang. LGM – *Last Glacial Maximum*), jest powszechnie przyjmowana (Goździk, 1973; Mojski, 2005), to na obszarach młodoglacjalnych kwestie jej obecności, charakteru i morfológicznej roli są przedmiotem dyskusji (Liedtke, 1993; Kozarski, 1995; Bóse, 1995; Błaszkiwicz, 2011). Problematiczne jest też zachowanie się wieloletniej zmarzliny, pochodzącej z fazy anaglacjalnej (fazy transgresji lądolodu), pod lądolodem, a także wkraczanie „świeżej” wieloletniej zmarzliny na obszary odsłaniane w trakcie recesji lądolodu (faza kataglacjalna). W efekcie dotychczasowych prac badawczych prowadzonych na obszarach młodoglacjalnych, udokumentowano szereg struktur i form typowych dla dziedziny peryglacjalnej, takich jak: struktury kontrakcji termicznej, krioturbaże w profilach glebowych czy ukierunkowane wytopiska na sandrach, związane z lodem typu nalodzi (Kozarski, 1995; Błaszkiwicz, 2011; Van Loon i inni, 2012). Większość form wytopiskowych na obszarach młodoglacjalnych związana jest jednak z obecnością pogrzebanych brył martwego lodu lodowcowego. Prezentowane w literaturze różnicowanie wiekowe procesów wytopiskowych, a przede wszystkim udowodnienie możliwości przetrwania brył martwego lodu do początku holocenu, potwierdza zmienną dynamikę degradacji wieloletniej zmarzliny i co najmniej wczesnoholoceński czas jej ostatecznego zaniku (Błaszkiwicz, 2005, 2011; Błaszkiwicz i inni, 2015; Słowiński i inni, 2015).

W ostatnich latach, w wierceniu Szypliszki k. Suwałk (obszar młodoglacjalny), udokumentowano występowanie wieloletniej zmarzliny na głębokości 375 m (Szewczyk i Nawrocki, 2011). Przetrwanie reliktoowego permafrostu w tym rejonie związane jest z wyjątkowo niskimi wartościami strumienia ciepłego, spowodowanymi specyfiką budowy geologicznej (masyw anortozytowy). Zatem można trochę przewrotnie powiedzieć, iż na obszarze młodoglacjalnym Polski nie doszło jeszcze do całkowitej degradacji wieloletniej zmarzliny. Jednak pomimo przedstawianych w literaturze dowodów na rozwój strefy peryglacjalnej na obszarach młodoglacjalnych, jak do tej pory brakuje dobrze udokumentowanych stanowisk, wskazujących na istotną rolę lodu gruntowego w ich transformacji.

Autorzy, analizując najnowsze cyfrowe modele rzeźby terenu, dostępne w ramach projektu ISOK (Informatyczny System Osłony Kraju Przed Nadzwyczajnymi Zagrożeniami), wykryli potencjalne miejsca występowania form po-pingo na obszarze północnej Polski. Jedno z nich zostało pozytywnie zweryfikowane w trakcie rekonesansu terenowego, połączonego z wykonywaniem pilotażowych wierceń w wałach okólnych oraz centralnych częściach obniżeń po-pingo. Zasadniczym celem niniejszego artykułu jest przekazanie pierwszych naukowych informacji o odkrytych w rejonie Wejherowa formach po-pingo, przedstawienie hipotezy badawczej oraz wskazanie na ich potencjał paleogeograficzny.

Formy pingo i po-pingo na obszarach współczesnej i dawnej strefy peryglacjalnej

Pingo są najbardziej spektakularnymi i jednocześnie stosunkowo rzadkimi formami na obszarach współczesnej strefy peryglacjalnej (French, 1976). Dobrze wykształcone formy pingo osiągają nawet 80 m wysokości, przy średnicy do 300 m. Z reguły mają one różne kształty od bardzo wydłużonych, po klasyczne formy stożkowe. Elementem podstawowym w budowie geologicznej pingo jest lodowe jądro okryte warstwą mineralną. Nazwa form pochodzi z języka Inuitów i oznacza pagórek. Rosyjskim odpowiednikiem pingo jest bułgannia (Jahn, 1970). W terminologii geologicznej stosuje się też określenia: hydro-lakkolit, kriolakkolit bądź lakkolit lodowy (Jaroszewski i inni, 1985). Formy pingo po raz pierwszy w literaturze geologicznej zostały opisane z północnej Kanady przez J. Richardsona w 1851 r. (za: French, 1976). Występują one zarówno na obszarach ciągłej, jak i nieciągłej wieloletniej zmarzliny.

Zasadniczo w literaturze wyróżnia się dwa typy form – pingo typu zamkniętego (typ Mackenzie) (Mackay, 1962) i pingo typu otwartego (typ wschodniogrenlandzki) (Müller, 1959). Pinga typu zamkniętego związane są z występowaniem płytkich jezior ąłasowych, głównie w obrębie ciągłej wieloletniej zmarzliny. Termiczne oddziaływanie wody na dno jezior prowadzi do rozwoju niewielkich talików, czyli soczew niezamarzniętego gruntu, otoczonego wieloletnią zmarzliną. Spływanie jezior dokonujące się na przykład w efekcie wypełniania misy osadami dennymi, czy też drenażu, może spowodować ich stałe zamarznięcie, koncentryczną ekspansję wieloletniej zmarzliny w obręb przesyconego wodą taliku i stopniowego wypychania lodowego jądra ku górze. Tego typu pinga są typowe dla obszaru delty rzeki Mackenzie. Pinga typu otwartego zwykle występują na terenach nieciągłej wieloletniej zmarzliny. Narastanie lodowych jąder związane jest z naporowymi wypływami wód gruntowych, głównie w strefach zboczowych masywów górskich, bądź większych form dolinnych. Część form pingo w systemach otwartych, szczególnie na względnie płaskich obszarach, jest powiązana z dyslokacjami tektonicznymi, wzdłuż których może następować napływ wód głębinowych. Tego typu sytuacje są opisywane między innymi na Spitsbergenie (Jaworski i Chutkowski, 2015; Demidov i inni, 2019).

Degradacja form pingo determinowana jest wieloma czynnikami, zarówno lokalnymi, jak i globalnymi, głównie o charakterze klimatycznym. Już samo narastanie lodowego jądra prowadzi do stopniowego pęknięcia warstwy mineralnej, głównie w górnej części formy i ekspozycję lodu na promieniowanie słoneczne, co staje się początkiem procesów degradacyjnych pingo (Babiński, 1982; Mackay, 1998). Morfologicznym efektem ostatecznej degradacji pingo są tak zwane formy po-pingo, czy też pingo kopalne (Jahn, 1970). Klasyczne po-pingo składa się z obniżenia centralnego, zwykle wypełnionego wodą, otoczonego stosunkowo szerokim wałem okólnym. Wysokość wału okólnego jest funkcją pierwotnej morfologii pingo, miąższości pokrywy mineralnej i jej cech litologicznych oraz przebiegu lokalnych procesów zboczowych w trakcie wytopiania się lodowego jądra. Wały okólne charakteryzują się też często rozcięciami, które są efektem częściowego spływu wód z obniżenia centralnego, bezpośrednio po wytopieniu się lodowego jądra (Mackay, 1998).

Formy po-pingo były stosunkowo często opisywane z obszarów dawnej strefy peryglacjalnej, na zewnątrz od maksymalnego zasięgu lądolodu późnowistuliańskiego, m.in. na obszarze Niemiec (Dahms, 1972; Liedtke, 1993), Holandii (De Gans, 1981; Kluiwing i inni, 2010), a także Belgii, gdzie jednak aktualnie przyjmuje się, iż opisane wcześniej for-

my pingo (Pissart, 1956) należy interpretować jako mineralne palsa (ang. *lithalsas*) (Pissart 2003). W Polsce wskazuje się praktycznie tylko na dwie formy, których geneza może być związana z dawną obecnością pingo. Pierwszą z nich jest forma po-pingo na obszarze staroglacjalnym w Józefowie k. Łodzi, opisana przez J. Dylika (1964). Jednak jest to po-pingo bez wyraźnie zaznaczonego wału okólnego. Druga forma, uznawana za po-pingo, znajduje się już na obszarze młodoglacjalnym w rejonie Suwałk. Jest ona zlokalizowana w obrębie doliny rynnowej i składa się z centralnego obniżenia z jeziorem Pietronajć, otoczonego wysokim, a jednocześnie niepełnym wałem okólnym. Jej rozwój łączony jest z młodszym dryasem (Rutkowski i inni, 1998). Interpretacja tej formy jako obniżenia po-pingo jest kwestionowana przez A. Bera (2000), według którego wał oddzielający jezioro Pietronajć od części centralnej doliny Wiatrołuża jest fragmentem formy szczelinowej (ozowej).

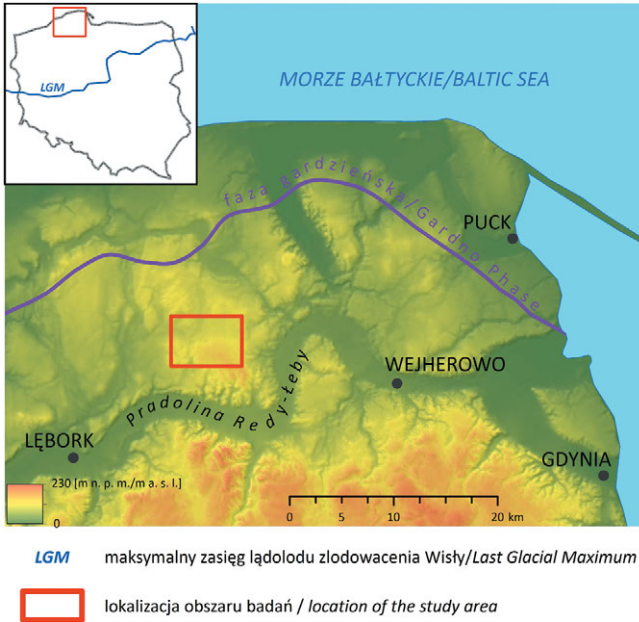
Należy jeszcze wspomnieć o dwóch obszarach na terenie Polski, gdzie na szerszą skalę dyskutowany jest udział narastania lodu gruntowego i jego późniejszego wytapiania (zjawiska termokrasowe) w powstawaniu obniżeń jeziorno-torfowiskowych – o Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Wojtanowicz, 1994) i Wysoczyźnie Łódzkiej (Forysiak i inni, 2017). W przypadku Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego R. Dobrowolski (2006) zasugerował, iż część obniżeń może być powiązana z zamrażaniem wód naporowych w chłodnych okresach późnego glacjału i późniejszymi procesami wytopiskowymi w kompleksie Bølling-Allerød. Jednak wszystkie opisywane tam obniżenia nie charakteryzują się typową dla form po-pingo morfologią.

Lokalizacja, morfologia i budowa geologiczna form pierścieniowych

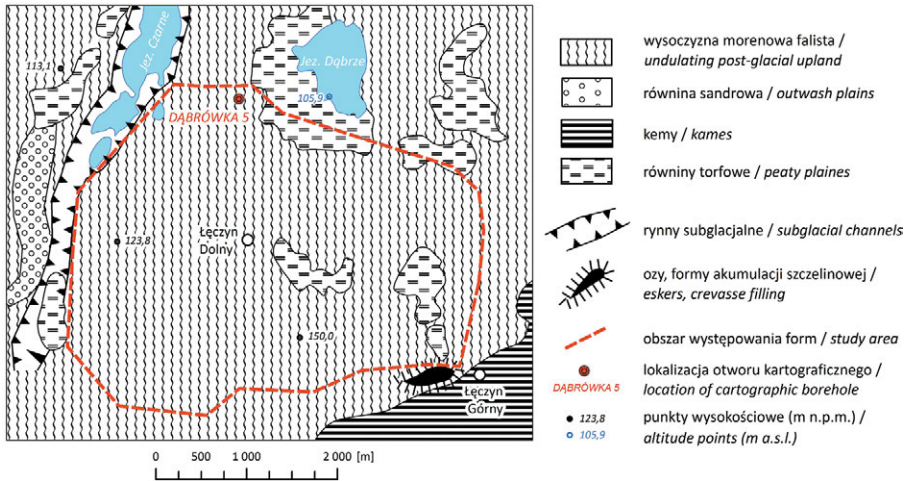
Obszar badań jest częścią Wysoczyzny Żarnowieckiej, położonej na północ od Pradoliny Redy-Łeby (ryc. 1). Powierzchnia analizowanego fragmentu wysoczyzny morenowej wyraźnie nachyla się z południa (179,14 m n.p.m. – Góra Wysoka) na północ (106 m n.p.m. – równina torfowa przy Jeziorze Dąbrze). Generalnie wysoczyzna morenowa ma falisty, a lokalnie pagórkowaty charakter (ryc. 2). Jest ona urozmaicona licznymi, dużymi, nieregularnymi zagłębieniami wytopiskowymi, których dna z reguły są wypełnione torfami. Wysoczyzna morenowa zbudowana jest od powierzchni z piaszczystej i piaszczysto-ilastej gliny morenowej, o zmiennych miąższościach, przy średnich wartościach rzędu 4–5 m (Zaleszkiewicz, 2005).

Na powierzchni wysoczyzny morenowej stwierdzono ponad 80, wyróżniających się morfologicznie, form pierścieniowych (ryc. 3). Tworzą one w miarę zwarty zespół, który dalej będzie nazywany polem po-pingo. Pole to jest rozciągnięte na linii W–E. Ma około 4,5 km długości i 2,5 km szerokości. Łącznie obejmuje powierzchnię około 8,6 km². Większość form pierścieniowych bezpośrednio ze sobą sąsiaduje. Wstępne rozpoznanie morfometryczne i geologiczne przeprowadzono na kilku wybranych obszarach testowych (ryc. 3), a uzyskane informacje zaprezentowano w formie schematycznych przekrojów geomorfologicznych (ryc. 4–7).

Na obszarze testowym I znajdują się cztery, bardzo dobrze wykształcone, formy pierścieniowe (ryc. 4). Trzy z nich tworzą kaskadowo ułożony system morfologiczno-hydrograficzny (ryc. 4B). Centralnie położona forma z wierceniem nr 1 charakteryzuje się następującymi parametrami: długość linii wału okólnego – 280 m, jego wysokość maksymalna w stosunku do poziomu równiny torfowej w obniżeniu centralnym – 6,1 m, maksy-



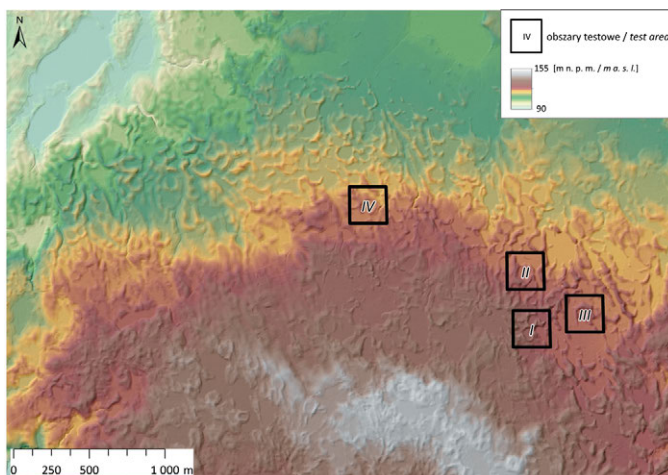
Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań, numeryczny model terenu
 Location of the study area in Poland, a digital terrain model
 Źródło: Marks (2012); zmienione; NMT (DTED 2)
 Source: Marks (2012); modified; DLM (DTED 2).



Ryc. 2. Uproszczony szkic geomorfologiczny z zaznaczonym polem form pierścieniowych
 Simplified geomorphological map with marked field of ring forms
 Źródło: Zaleszkiewicz (2005); częściowo zmienione/Source: Zaleszkiewicz (2005); partly modified.

malne nachylenie zboczy wału – 19°, średnica wewnętrzna obniżenia centralnego – 70 m, powierzchnia obniżenia – 3021 m².

Jedną z większych form pierścieniowych zaobserwowano na obszarze testowym II. Jej obwód wzdłuż linii wału okalającego wynosi około 400 m, a obwód wewnętrzny – 276 m. Powierzchnia obniżenia centralnego liczy 5706 m², a jego średnica wewnętrzna osiąga



Ryc. 3. Obraz pola form pierścieniowych na numerycznym modelu terenu – hipsometria dynamiczna, z zaznaczonymi obszarami testowymi

The image of the field of ring forms, on a digital terrain model with the test areas marked
 Opracowanie własne; NMT – projekt ISOK/Authors' own elaboration; DLM – ISOK project.

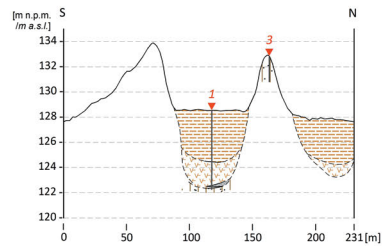
80 m. Wysokość wałów okalających w stosunku do poziomu równiny torfowej w obniżeniu centralnym, dochodzi do 7,3 metra (ryc. 5A), natomiast nachylenie stoku (wewnątrz formy) osiąga 10° . Od zachodu i wschodu prezentowany wał bezpośrednio kontaktuje się z wałami okólnymi sąsiadujących form pierścieniowych, gdzie tworzą charakterystyczną, złożoną strukturę morfologiczną w postaci wału z dwoma grzbietami. Jest to szczególnie dobrze widoczne w przebiegu przekroju na ryc. 5B.

Obszar testowy III obejmuje formę pierścieniową „otwartą”. Brakuje tam części wału okalającego obniżenie centralne od południa (ryc. 6). Powierzchnia obniżenia centralnego ma około 2500 m^2 , a jego średnica wewnętrzna 120 m. Maksymalna wysokość istniejącego wału okólnego wynosi 4,3 m, przy nachyleniach zboczy do 13° .

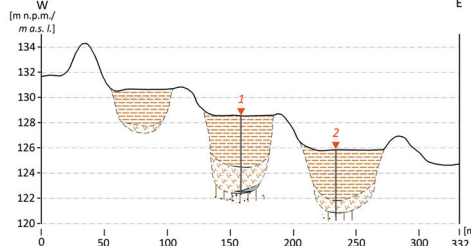
Na obszarze testowym IV zidentyfikowano dwie sąsiadujące z sobą formy pierścieniowe (ryc. 7). Obwód wału okólnego większej formy liczy 337 m. Powierzchnia obniżenia centralnego wynosi 5095 m^2 , a obwód wewnętrzny – 260 m. Wysokość maksymalna wału w stosunku do poziomu równiny torfowej w obrębie obniżenia centralnego, wynosi 4,3 m, a jego największe nachylenie – 9° .

Wiercenia wykonane w centralnych częściach obniżen wskazywają, iż są one wypełnione osadami organicznymi i organiczno-mineralnymi, o miąższościach zwykle do około 6–7 m (ryc. 4–7). W spągowej części wypełnień występują gytie węglanowo-mineralne o miąższości do 2 m, lokalnie z niewielkimi przewarstwieniami piasków gliniastych bądź mułków piaszczystych. Wskazane osady jeziorne pokryte są warstwą torfu, o średniej miąższości 3–4 m. Serie organiczne, wypełniające dna zagłębień w obrębie form pierścieniowych leżą na podłożu mineralnym, który stanowią oglejone piaski gliniaste. Z kolei wały okólne zbudowane są od powierzchni z piasków gliniastych z bardzo licznymi przewarstwieniami piasków różnoziarnistych, lokalnie mułków, o zróżnicowanym wysortowaniu.

OBSZAR ROBOCZY I / STUDY AREA /
PRZEKRÓJ 1 / CROSS-SECTION 1








A
OBSZAR ROBOCZY I / STUDY AREA /
PRZEKRÓJ 2 / CROSS-SECTION 2

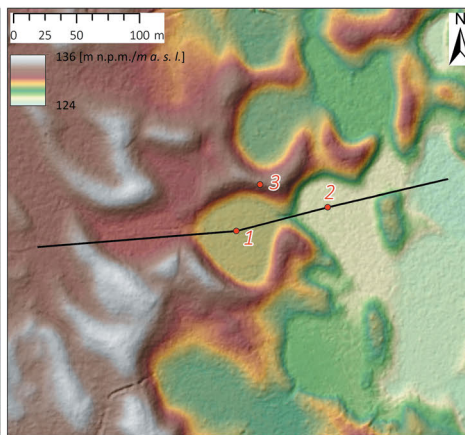
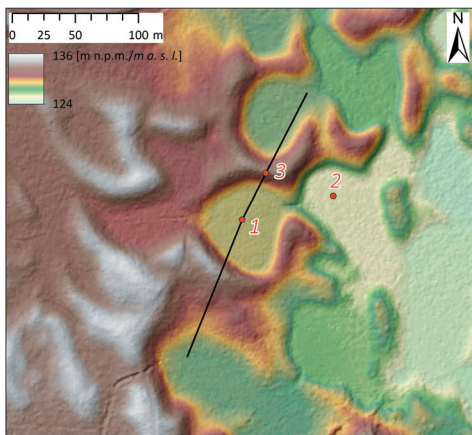


WYDZIELENIA GEOLOGICZNE / LITOLOGY

-  Torfy / Peats
-  Gytie / Gytias
-  Mułki piaszczyste / Sandy silts
-  Piaski gliniaste, miejscami ility spływywe / Loamy sands, clays, slope sediments
-  Piaski gliniaste z głazikami / Loamy sands with boulders

ZNAKI PUNKTOWE I LINIOWE / SYMBOLS

-  sonda ręczna / drilling
-  granice geologiczne pewne / geological boundary
-  granice geologiczne przypuszczalne / geological boundary – presumed
-  lokalizacja sondy ręcznej / drilling location
-  linia przekroju geologicznego / geological cross-section line

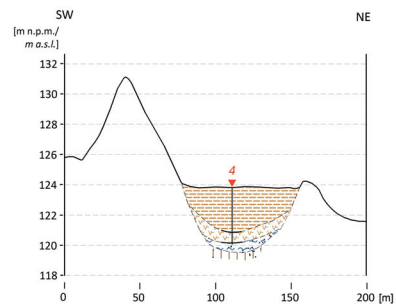
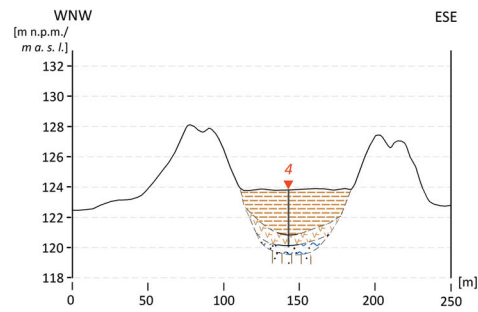
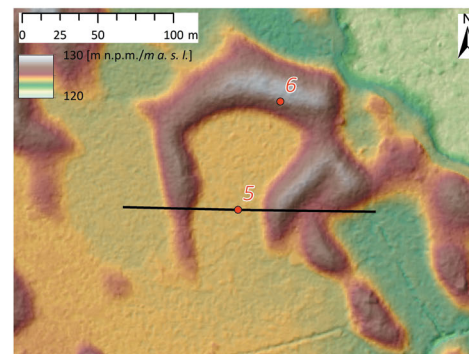
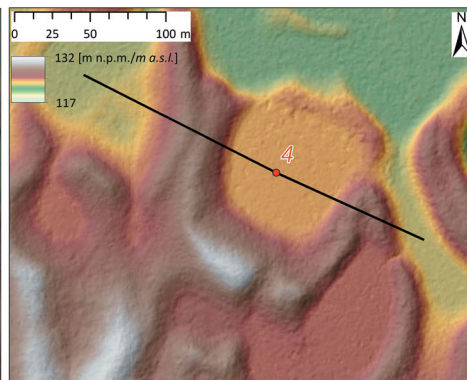
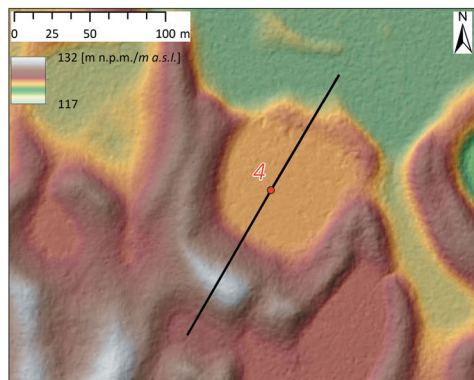
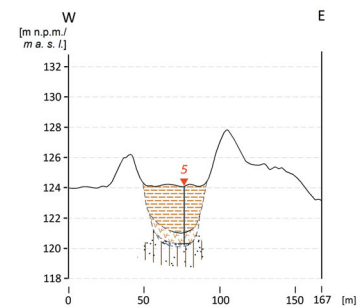


Ryc. 4. Przekroje wybranych form pierścieniowych

Cross-section through selected ring forms

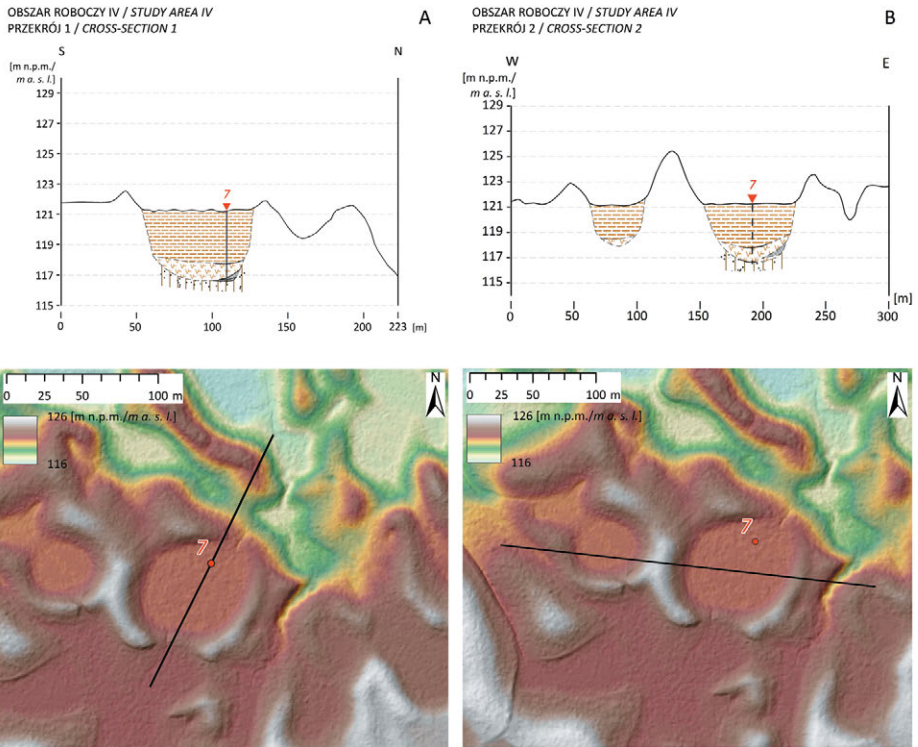
Opracowanie własne; NMT – projekt ISOK (rozdzielczość 1 m), tak samo pozostałe ryciny.

Authors' own elaboration; DLM – ISOK project (resolution 1 m), like remaining figures.

OBSZAR ROBOCZY II / STUDY AREA II
PRZEKRÓJ 1 / CROSS-SECTION 1OBSZAR ROBOCZY II / STUDY AREA II
PRZEKRÓJ 2 / CROSS-SECTION 2OBSZAR ROBOCZY III / STUDY AREA III
PRZEKRÓJ 1 / CROSS-SECTION 1

Ryc. 5. Przekroje wybranych form pierścieniowych, objaśnienia – patrz ryc. 4
Cross-section through selected ring forms, explanation as in Fig. 4

Ryc. 6. Przekroje wybranych form pierścieniowych, objaśnienia – patrz ryc. 4
Cross-section through selected ring forms, explanation as in Fig. 4



Ryc. 7. Przekroje wybranych form pierścieniowych, objaśnienia – patrz ryc. 4
Cross-section through selected ring forms, explanation as in Fig. 4

Stwierdzona sekwencja osadów wypełniających dna zagłębień po-pingo wskazuje, iż bezpośrednio po wytopieniu się lodowego jądra były one misami niewielkich jezior, w których zachodziła akumulacja węglanowych gytii. Z pewnością, w pierwszym etapie ich funkcjonowania, aktywne były jeszcze procesy stokowe na świeżo utworzonych wałach okólnych, o czym świadczą liczne przewarstwienia piasków gliniastych bądź ilów z głazkami w obrębie spągowych partii jeziornej gytii węglanowych. Stopniowa akumulacja jeziornej osadów dennych doprowadziła do wypłykania jezior i wkraczania w ich obręb torfowisk.

Geneza form – hipoteza badawcza

Obraz morfologiczny form na mapach cyfrowych, a przede wszystkim przeprowadzony rekonesans terenowy wraz ze wstępnym rozpoznaniem budowy geologicznej, w opinii autorów pozwala wiązać ich genezę z pagórkami lodowymi typu pingo i oczywiście późniejszą ich degradacją do obecnej postaci form po-pingo. Obok klasycznej, wręcz podręcznikowej morfologii tych form, decydującym argumentem przemawiającym za przyjęciem takiej koncepcji jest także litologia wałów okólnych, która wskazuje na decydujący udział pro-

cesów stokowych w ich akumulacji. Równie istotny jest charakter i miąższość wypełnień organicznych w centralnych częściach obniżeń po-pingo, który sugeruje długi, obejmujący prawdopodobnie cały holocen, okres akumulacji jeziorno-torfowiskowej.

Wskazane powyżej argumenty pozwalają wykluczyć ewentualną, bezpośrednią działalność człowieka (budowle ziemne, leje po bombach) w ich powstaniu. Również duże zagęszczenie tych form, ich bezpośrednie sąsiedztwo, jednorodność morfologiczna, a także morfologia wałów okólnych nie wskazują, iż mogą to być formy kraterów po eksplozji meteorytu nad powierzchnią Ziemi. Ponadto w przypadku świeżych form impaktowych stosunek ich głębokości do średnicy wynosi średnio 1:5, natomiast dla wybranych form zaprezentowanych w niniejszym artykule jest to około 1:10 (por. Włodarski i inni, 2017).

Rozważając różne warianty interpretacyjne genezy opisywanych form pierścieniowych należy też się odnieść do ich możliwego powiązania z obecnością i wytapianiem się brył martwego lodu lodowcowego. Generalnie recesja lądolodu z obszaru objętego badaniami miała arealny charakter, na co wskazuje obecność licznych form kemowych, a także szeregu zagłębień wytopiskowych związanych z pogrzebanymi bryłami lodu lodowcowego (Zaleszkiewicz, 2005). Formy wytopiskowe tej genezy mają z reguły bardzo nieregularne kształty, zaś ich dna, obecnie w części zajęte przez torfowiska, bardzo zróżnicowaną topografię. Trochę innym problemem jest kwestia wytopiskowości obecnych na obszarze badań rynien subglacjalnych, która jest związana z fazą konserwacji bryłami martwego lodu lodowcowego, bądź też zamarzniętymi wodami roztopowymi (zjawisko *supercoolingu*), bezpośrednio po zaprzestaniu przepływu wód subglacjalnych pod ciśnieniem hydrostatycznym (Błaszkiwicz, 2011).

Zagłębienia wytopiskowe na obszarze badań poza tym, że mają nieregularne kształty, są zdecydowanie większymi formami od opisywanych form pierścieniowych. Ponadto obserwując ich wzajemne relacje widoczne jest, iż część form pierścieniowych występuje w strefach brzeżnych zagłębień wytopiskowych. Stąd też zaprezentowana w niniejszym artykule całość obrazu geomorfologicznego form pierścieniowych oraz ich relacje do typowych zagłębień wytopiskowych nie wskazują, iż można je genetycznie wiązać z pogrzebanymi bryłami martwego lodu lodowcowego. Jakkolwiek geneza częściowo zbliżonych morfologicznie form pierścieniowych, określanych na obszarze Kanady terminem *doughnuts* – czyli amerykańskie pączki – jest przez niektórych autorów wiązana z wytapianiem się brył lodu lodowcowego i procesami spływania osadów supraglacjalnych (Mollard, 2000). N. Eyles i inni (1999) w powstawaniu form *doughnuts*, jako elementu morfologii wysoczyzny pagórkowatej (*hummocky uplands*), rozpatrują także procesy wyciskania i deformacji plastycznych osadów gliniasto-ilastych, następujące w efekcie statycznego nacisku brył martwego lodu. Ostatnio formy typu *doughnuts* zostały zidentyfikowane na wysoczyznowym zapleczu krawędzi sedimentacyjnej sandru na północ od Suwałk (Weckwerth i inni, 2019). Cytowani autorzy zaznaczyli je na szkicu geomorfologicznym, jednakże bez szczegółowego opisu w tekście artykułu. Pobieżne porównanie ich morfologii na cyfrowym modelu terenu z prezentowanymi formami k. Wejherowa wykazuje bardzo duże rozbieżności pomiędzy nimi.

Oczywiście na obecnym, wstępnym etapie badań jest bardzo trudno autorom odnieść się do szczegółów ewolucji prawdopodobnych form po-pingo w rejonie Wejherowa. Jednak dla ich rozpoznania genetycznego bardzo pomocny stał się fakt, iż praktycznie wewnątrz pola ich występowania został zlokalizowany otwór kartograficzny Dąbrówka 5, wykonany na potrzeby arkusza Łęczyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali

1:50 000 (Zaleszkiewicz, 2005) (ryc. 2). W otworze tym, pod górną gliną o miąższości 8 m udokumentowano ponad dziewięćdziesięciometrową serię piaszczystą, złożoną z piasków dolnych stadiału górnego zlodowacenia Wisły, piasków dolnych zlodowacenia Warty, piasków dolnych zlodowacenia Odry i piasków górnych zlodowacenia Sanu 1 (Zaleszkiewicz, 2005). Stąd też na załączonym przekroju geologicznym do cytowanej mapy, dokładnie w miejscu jego przecięcia przez pole po-pingo, występuje okno hydrogeologiczne, łączące trzy główne czwartorzędowe poziomy wodonośne. Tego typu sytuacja sprawia, iż z dużą dozą prawdopodobieństwa opisywane formy po-pingo reprezentowały otwarty system pingo, który był zasilany poprzez ascenzję wód podzmarzlinowych (wśródzmarzlinowych). Niewykluczone także, iż defragmentacja wieloletniej zmarzliny na tym obszarze początkowo nastąpiła w efekcie termicznego oddziaływania wód głębinowych (także kredowych?) na spąg wieloletniej zmarzliny. Tego typu procesy były rozpatrywane w próbach interpretacji genezy leżącej w pobliżu Pradoliny Redy-Łeby (Petelski i Sadurski, 1987).

Przeprowadzone dotychczas prace nie umożliwiają bardziej szczegółowej dyskusji na temat wieku odkrytych form po-pingo. Jednak jeżeli założymy, że pingo powstawały w systemach otwartych, to musiał istnieć kontakt z wodami głębinowymi, w warunkach nieciągłej wieloletniej zmarzliny. Kontakt ten mógł zostać stworzony w czasie ocieplenia Bølling-Allerød. Wówczas to w efekcie przewodnictwa cieplnego od spągu wieloletniej zmarzliny (strumień ciepły Ziemi, termika podzmarzlinowych wód głębinowych) oraz energii słonecznej od powierzchni, połączonej z termiką wód powierzchniowych, dochodziło do szybkiej dezintegracji permafrostu i powstania szeregu pionowych talików. Jednak w świetle dotychczasowych badań na młodoglacjalnym obszarze Polski można sądzić, iż wieloletnia zmarzlina o nieciągłym charakterze przetrwała przez okres ocieplenia Bølling-Allerød, a w czasie ochłodzenia młodszego dryasu dochodziło nawet do jej częściowej agradacji (Błaszczewicz, 2011; Von Loon i inni, 2012; Błaszczewicz i inni, 2015; Petera-Zganiacz i Dzieduszyńska, 2017). Uruchomione wcześniej połączenia z wodami podzmarzlinowego krążenia (Bølling-Allerød) mogły wówczas (młodszy dryas) skutkować powstaniem rozległego pola form pingo. Późniejsza degradacja ich lodowych jąder, która zgodnie z ideą zaproponowanej hipotezy badawczej nastąpiła w preboreale, doprowadziła do utworzenia form po-pingo w rejonie Wejherowa.

Rozpoznanie genezy zaprezentowanych w niniejszym artykule form wymaga dalszych szczegółowych badań, obejmujących głównie aspekty geomorfologiczne, hydrogeologiczne i geochronologiczne. Autorzy mają nadzieję, iż wyniki planowanych prac badawczych wniosą szereg nowych wartości do naszej wiedzy, także na temat ewolucji wieloletniej zmarzliny na obszarach młodoglacjalnych. Jednocześnie autorzy zdają sobie sprawę, iż wnioski naukowe przedstawione w niniejszym artykule wymagają uszczegółowienia i weryfikacji, gdyż zostały sformułowane na podstawie niewielkiej ilości danych. Jednak należy je traktować jako swego rodzaju hipotezę badawczą, która powstała na bazie dużego entuzjazmu, bezpośrednio po wykryciu tych form. Zaprezentowane, prawdopodobnie pierwsze pole form po-pingo w Polsce, wpisuje się w szereg odkryć geomorfologicznych w ostatnich latach, wynikających z wysokorozdzielczej analizy morfologii terenu (Weckwerth i inni, 2019).

Autorzy składają serdeczne podziękowania anonimowym recenzentom za konstruktywne uwagi, które wpłynęły na rozbudowę warstwy wnioskowej i interpretacyjnej.

Piśmiennictwo

- Babiński Z., 1982, *Pingo degradation in the Bayan-Nuurin-Khotnor Basin, Khangai Mountains, Mongolia*, *Boreas*, 11, s. 291–298.
- Ber A., 2000, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Krasnopol wraz z objaśnieniami*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Błazskiewicz M., 2005, *Późnoglacialna i wczesnoholocenińska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*, *Prace Geograficzne, IGIPZ PAN*, 201, Warszawa.
- Błazskiewicz M., 2011, *Timing of the final disappearance of permafrost in the Central European Lowland as reconstructed from the evolution of lakes in N Poland*, *Geological Quarterly*, 55, 4, s. 361–374.
- Błazskiewicz M., Piotrowski J., Brauer A., Gierszewski P., Kordowski J., Kramkowski M., Lamparski P., Lorenz S., Noryśkiewicz A., Ott F., Słowiński M., Tyszkowski S., 2015, *Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland*, *Quaternary Science Reviews*, 109, s. 13–27.
- Böse M., 1995, *Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain*, *Quaternary International*, 28, s. 123–125.
- Dahms E., 1972, *Limnogeologische Untersuchungen im Dümmer-Becken. Geologische Untersuchungen an Niedersächsischen Binnenseen*, Freie Universität, Berlin.
- De Gans W., 1981, *The Drentsche Aa Valley System. A Study in Quaternary Geology*, Vrije Universiteit, Academisch Proefschrift, Amsterdam.
- Demidov N., Wetterich S., Verkulich S., Ekaykin A., Meyer H., Anisimov M., Schirmeister L., Demidov V., Hodson A.J., 2019, *Pingo development in Grøndalen, West Spitsbergen*, *The Cryosphere Discussions*, <https://doi.org/10.5194/tc-2019-76>.
- Dobrowolski R., 2006, *Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW)*, Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.
- Dylik J., 1964, *Éléments essentiels de la notion de "périglaciale" – réponse a l'enquete*, *Biuletyn Peryglacialny*, 14, s. 111–132.
- Eyles N., Boyce J.I., Barendregt R.W., 1999, *Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds*, *Sedimentary Geology*, 123, s. 163–174.
- Forysiak J., Majecka A., Marks L., Tołoczko-Pasek A., Okupny D., 2017, *Cechy litologiczne wypełnień wybranych zagłębień bezodpływowych obszaru Wysoczyzny Łódzkiej*, *Acta Geographica Lodziensia*, 106, s. 195–210.
- French H.M., 1976, *The periglacial environment*, Longmans, London.
- Gao X., Schlosser C.A., Sokolov A., Anthony K.W., Zhuang Q., Kicklighter D., 2013, *Permafrost degradation and methane: Low risk of biogeochemical climate-warming feedback*, *Environmental Research Letters*, 8, 3, s. 1–7.
- Goździk J., 1973, *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce*, *Acta Geographica Lodziensia*, 31, Łódź.
- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacialnej*, Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985, *Słownik geologii dynamicznej*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Jaworski T., Chutkowski K., 2015, *Genesis, Morphology, Age and Distribution of Cryogenic Mounds on Kaffiøyra and Hermansenøya, Northwest Svalbard*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 26, s. 304–320.

- Kluiwing S.J., Verbers A.L.L.M., Thijs W.J.F., 2010, *Lithological analysis of 45 presumed pingo remnants in the northern Netherlands (Friesland): Substrate control and fill sequences*, Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw, 89, 1, s. 61–75.
- Kozarski S., 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP)*, Dokumentacja Geograficzna, IGiPZ PAN, 1, Warszawa.
- Liedtke H., 1993, *Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseleiszeit im norddeutschen Tiefland*, Zeitschrift für Geomorphologie, 93, s. 69–94.
- Łoziński W., 1909, *Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im Gemäßigten Klima*, Polska Akademia Umiejętności, Kraków, Biuletyn Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego, 1, s. 1–25.
- Łoziński W., 1912, *Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung*, [w:] Compte rendu de la XIe session du Congrès Géologique International (Stockholm 1910), Fascicule, 2, s. 1039–1053.
- Mackay J.R., 1962, *Pingos of the Pleistocene Mackenzie Delta Area*, Geographical Branch, Mines and Technical Surveys, Ottawa, Geographical Bulletin, 18, s. 21–63.
- Mackay J.R., 1998, *Pingo Growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada: A long-term field study*, Géographie physique et Quaternaire, 52, 3, s. 271–323.
- Marks L., 2012, *Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland*, Quaternary Science Reviews, 44, s. 81–88.
- Mojski J.E., 2005, *Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mollard J.D., 2000, *Ice-shaped ring-forms in Western Canada: Their airphoto expressions and manifold polygenetic origins*, Quaternary International, 68–71, s. 187–198.
- Müller F., 1959, *Beobachtungen über Pingos*, Meddelelser om Grønland, 153, 3.
- Petelski K., Sadurski A., 1987, *Geneza Pradoliny Redy-Łeby w świetle teorii transportu masy i ciepła*, Czasopismo Geograficzne, 58, 4, s. 439–456.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszycka D.A., 2017, *Palaeoenvironmental Proxies for Permafrost Presence During the Younger Dryas, Central Poland*, Permafrost and Periglacial Processes, 28, 4, s. 726–740.
- Pissart A., 1956, *L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes*, Annales de la Société géologique de Belgique, 79, s. 119–131.
- Pissart A., 2003, *The remnants of Younger Dryas lithalsas on the Hautes Fagnes Plateau in Belgium and elsewhere in the world*, Geomorphology, 52, s. 5–38.
- Richardson J., 1851, *Arctic searching expedition*, 1, Longman, London.
- Rutkowski J., Król K., Lemberger M., 1998, *The pingo remnant in the Suwalki Lake region (NE Poland)*, Quaternary Studies in Poland, 15, s. 55–60.
- Shakhova N., Semiletov I., Panteleev G., 2005, *The distribution of methane on the Siberian Arctic shelves: Implications for the marine methane cycle*, Geophysical Research Letters, 32, 9, s. 1–4.
- Słowiński M., Błaszkievicz M., Brauer A., Noryskiewicz B., Ott F., Tyszkowski S., 2015, *The role of melting dead ice on landscape transformation in the early Holocene in Tuchola Pinewoods, North Poland*, Quaternary International, 388, s. 64–75.
- Szewczyk J., Nawrocki J., 2011, *Deep-seated relict permafrost in northeastern Poland*, Boreas, 40, 3, s. 385–388.
- Vandenbergh J., Pissart A., 1993, *Permafrost changes in Europe during the last glacial*, Permafrost and Periglacial Processes, 4, 2, s. 121–135.
- Van Huissteden K., Berrittella C., Parmentier F.-J.W., Mi Y., Maximov T.C., Dolman H.A.J., 2011, *Methane emissions from permafrost thaw lakes limited by lake drainage*, Nature Climate Change, 1, s. 119–123.

- Van Loon A., Błaszkiwicz M., Degórski M., 2012, *The role of permafrost in shaping the Late Glacial relief of northern Poland*, Netherlands Journal of Geosciences, 91, 1–2, s. 223–231.
- Walter K.M., Zimov S.A., Chanton J.P., Verbyla D., Chapin III F.S., 2006, *Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming*, Nature Letters, 443, s. 71–75.
- Weckwerth P., Wysota W., Piotrowski J.A., Adamczyk A., Krawiec A., Dąbrowski M., 2019, *Late Weichselian glacier outburst floods in NE Poland: Landform evidences and palaeohydraulic significance*, Earth-Science Reviews, 194, s. 216–233.
- Włodarski M., Papis J., Szczuciński W., 2017, *Morphology of the Morasko crater field (western Poland): Influences of pre-impact topography, meteoroid impact processes, and post-impact alterations*, Geomorphology, 295, s. 586–597.
- Wojtanowicz J., 1994, *O termokrasowej genezie jezior łęczyńsko-włodawskich*, Annales UMCS, B, 49, s. 1–18.
- Zaleskiwicz L., 2005, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Łęczyce wraz z objaśnieniami*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Zimov S.A., Schuur E.A.G., Chapin III F.S., 2006, *Permafrost and the Global Carbon Budget*, Science, 312, s. 1612–1613.

Summary

Several potential Polish locations for the occurrence of fossil pingos were determined on the basis of analyses of a digital terrain model. Subsequent field reconnaissance connected with drilling into the geological structure, confirmed that one form located NW of Gdańsk, was indeed a fossil pingo. The aforementioned forms occur in a moraine plateau area related to the last ice-sheet retreat towards the Gardno phase moraine. This surface of the plateau is noticeably inclined south-north, at elevations of between 170 and 110 metres. It in fact proved possible to identify more than 80 very well-developed fossil pingos in the area investigated, with each found to consist of a central depression of average diameter 60–80 m, as surrounded by a rampart 3–7 m high.

By drilling into the central parts of the fossil pingos, we found them to be filled with organic sediments up to 6 or 7 m deep. The bottom layer of infill has carbonate and mineral-carbonate gyttjas up to 2 m thick. These are overlain by a peat layer up to 4 m thick, while these organic sediments are underlain by gley till sand. The ramparts are of sandy till frequently intercalated with silty sand.

The established sequence of infilling of the central parts of the fossil pingos indicates that, in the immediate aftermath of ice-core melting, these played host to small ponds in which the accumulation of gyttja was able to take place. The gradual accumulation of lake-bottom sediments resulted in a shallowing of the ponds and the development of peat bogs.

The morphological image of the above forms and initial drilling in the studied area suggest an association between their genesis and the presence of an ice-cored mound of the pingo type, experiencing subsequent degradation in the direction of the current, fossil pingo, form. Besides the classical, literal morphology of these forms, a decisive argument for acceptance of the above concept is provided by rampart lithology indicating how essential slow processes were in their accumulation. The nature and thickness of the organic infilling in the central part of a post-pingo prove equally important, suggesting

an extended period of lake and peat-bog accumulation, probably lasting for the entire Holocene.

The aforementioned arguments allow for the precluding of any origin linked with direct human activity (ground construction, bomb craters). The high density and close proximity and morphological similarity of the forms are likewise inimical to an identification as craters caused by above-ground meteorite explosions. Likewise, comparative analysis of the studied forms and kettle holes (usually larger irregularly-shaped larger forms of varied bottom topography) fails to indicate that the ring forms under study here have somehow arisen through the melting of buried dead ice.

Analysis of deep boreholes made previously may support a geological structure of the analysed area consisting of a sand layer over 90 metres thick covered by a discontinuous till moraine several metres thick. The thick sand layer in question consists of differently-aged glaciofluvial sediments. This is a hydrogeological window connecting three main Quaternary aquifers and offering a perfect location for the ascension of groundwater. In conditions of developing discontinuous permafrost, this movement led to the creation of pingo forms in open systems on the surface.

It is clear that investigation work is not currently at a stage allowing for about as to age to be made, or all details regarding evolution provided. However, the results of planned geomorphological, hydrogeological and geochronological studies should provide for both the recognition and detailed definition of the forms, thereby prompting discussion as to the evolution of permafrost during the late Weichselian transgression and recession in Central Europe.