

## ZNACZENIE TORFOWISK DLA WNIOSKOWANIA O REAKTYWACJI ZMARZLINY W MŁODSZYM DRYASIE

### Significance of peatlands for the reactivation of permafrost in the Younger Dryas

DANUTA DZIEDUSZYŃSKA\*, JOANNA PETERA-ZGANIACZ\*

**Zarys treści.** Artykuł prezentuje dane geologiczne zachowane w osadach rozległego torfowiska, które rozwinęło się w późnym wistulianie w dolinie środkowej Warty. W spągu osadów organiczno-mineralnych, datowanych metodą radiowęglową na schyłek allerödu i młodszy dryas, powszechnie wykształciły się struktury deformacyjne reprezentowane przez inwolucje oraz pojedyncze struktury szczelinowe kontrakcji termicznej, których cechy dają podstawy do twierdzenia o reaktywacji permafrostu. Powrót zmarzliny, na skutek ochłodzenia w młodszy dryas, był uwarunkowany nie tylko termicznie, ale także w znacznym stopniu litologicznie, o czym zdecydowały różnice w przewodności cieplnej torfu zależne od temperatury i stopnia nawodnienia osadu. Dopuszczane do podłoża niskie temperatury w zimie oraz izolacja od wpływu wysokich temperatur w lecie skutkowało głębszym zamarzaniem w zimie niż odmarzaniem w lecie. Opierając się na prawidłowościach ewolucji środowiska przyrodniczego regionu łódzkiego, wskazano potencjalne miejsca reaktywacji permafrostu, co pozwala na wnioskowanie o rozmieszczeniu stref nieciągłej zmarzliny w młodszy dryasie.

**Słowa kluczowe:** torf, uwarunkowania litologiczne, inwolucje, nieciągła zmarzlina, region łódzki

**Abstract.** The article presents geological records preserved in deposits of the extensive peatbog developed in the Late Vistulian in the valley floor of the middle Warta River. At the bottom of the organic-mineral series, radiocarbon dated at the Alleröd decline and the Younger Dryas, deformation structures commonly were formed, represented by involutions and some frost fissures which characteristics provide basis to infer the permafrost reactivation. In the study area, the return of permafrost in response to the Younger Dryas cooling was determined not only thermally but to a large extent lithologically, controlled by differences in thermal conductivity of peat, depending on temperature conditions and material saturation. The cold easily penetrating deep during winters and insulation from heat during summers result in a deeper freezing in winters than thawing in summers. Based on the regularities of the evolution of the natural environment of the Łódź Region potential localities of permafrost reactivation were indicated, which allow to conclude about distribution of discontinuous permafrost during the Younger Dryas.

**Key words:** peat, lithological conditions, involutions, discontinuous permafrost, Łódź Region

## Wprowadzenie

Torfowiska są od lat cennym źródłem pozyskiwania materiałów do badań geologicznych i paleoekologicznych (np. Berglund 1986; Tobolski 2000). Osady biogeniczne zdeponowane i zakonserwowane w zbiornikach pozwalają na przeprowadzanie wieloskażnikowych badań i zbieranie informacji na temat klimatu, roślinności i działalności człowieka w przeszłości. Warstwy torfowe pełnią ponadto rolę izolatora termicznego, czego rzeźbotwórczym wyrazem jest powstawanie w strefach zmarzliny nieciągłej pagórków palsa i wyniesionych w stosunku do otoczenia

rozległych równin torfowych (*peat plateaus*) (np. Zoltai 1972; Seppälä 1988).

W rozwoju paleogeograficznym Polski Środkowej okresem sprzyjającym powstawaniu torfowisk było m.in. późnowistuliańskie łagodnienie warunków środowiskowych, korzystne dla rozwoju roślinności i procesów akumulacji biogenicznej. Informacje o szybko zmieniającym się klimacie zachowane są w osadach biogenicznych torfowisk lub niewielkich i płytkich jezior (Forysiak 2012; Dzieduszyńska, Forysiak 2013, 2015). Torfowiska w ówczesnym środowisku kształtowały się w różnych sytuacjach morfologicznych (Forysiak 2012), między innymi w predyspono-

\* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: danuta.dzieduszyńska@geo.uni.lodz.pl, joanna.petera@geo.uni.lodz.pl

wanych do ich powstawania dolinach rzecznych, podlegających podczas późnego vistulianu znacznym przekształceniom. Cykl narastania torfów w zbiornikach rozpoczynał się w okresie najstarszego dryasu lub nawet wcześniej. Po okresie akumulacji biogenicznej w böllingu i allerödzie ochłodzenie w młodszym dryasie mogło spowodować, w zależności od warunków lokalnych, spowolnienie lub zahamowanie procesu sedimentacji. Z punktu widzenia zagadnień prezentowanych w niniejszym artykule istotne było pojawienie się w krajobrazie znacznych powierzchni torfowych w późnym vistulianie.

Zagadnieniem szeroko dyskutowanym w literaturze jest skala ochłodzenia podczas młodszego dryasu oraz kierunki przekształcania środowiska, w tym aktywacja procesów morfogenetycznych uwarunkowanych m.in. obecnością lub brakiem wieloletniej zmarzliny. Generalnie przyjmuje się, że proces jej degradacji na obszarach ekstraglacialnych zakończył się w allerödzie (Böse 1995; Kozarski 1995; Goździk 1996). Zrekonstruowany oraz potwierdzony śladami po diagnostycznych formach i strukturach zasięg ciągłego występowania zmarzliny w młodszym dryasie, w północno-zachodniej i centralnej Europie, przebiega ~54°N (rys. 1A). Strefa nieciągłego permafrostu zawiera się w pasie pomiędzy 54° a 50°N (Isarin 1997; Isarin i in. 1998; Renssen i in. 2000), przy czym z obserwacji współczesnej strefy peryglacialnej wynika, że przebieg południowej granicy nieciągłej zmarzliny zależy nie tylko od kryterium termicznego, ale jest również warunkowany obecnością organicznego materiału torfowego (Washburn 1979; French 2007).

## Cel i metody

Celem artykułu jest wykazanie przydatności torfowisk do rekonstrukcji takich cech środowiska naturalnego młodszego dryasu jak obecność przemarzniętego podłoża. Na przykładzie stanowiska Koźmin, a także w oparciu o rozpoznanie warunków paleośrodowiskowych młodszego dryasu w regionie łódzkim (Dzieduszyńska 2011) można zakładać, że pomimo braku jednoznacznych dowodów geologicznych wiązanych z dziedziną peryglacialną, przede wszystkim pseudomorfoz po klinach lodowych, istnieją podstawy do twierdzenia o reaktywacji permafrostu i funkcjonowaniu środowiska determinowanego jego obecnością. Występowanie analogicznych warunków paleogeograficznych w innych obsza-

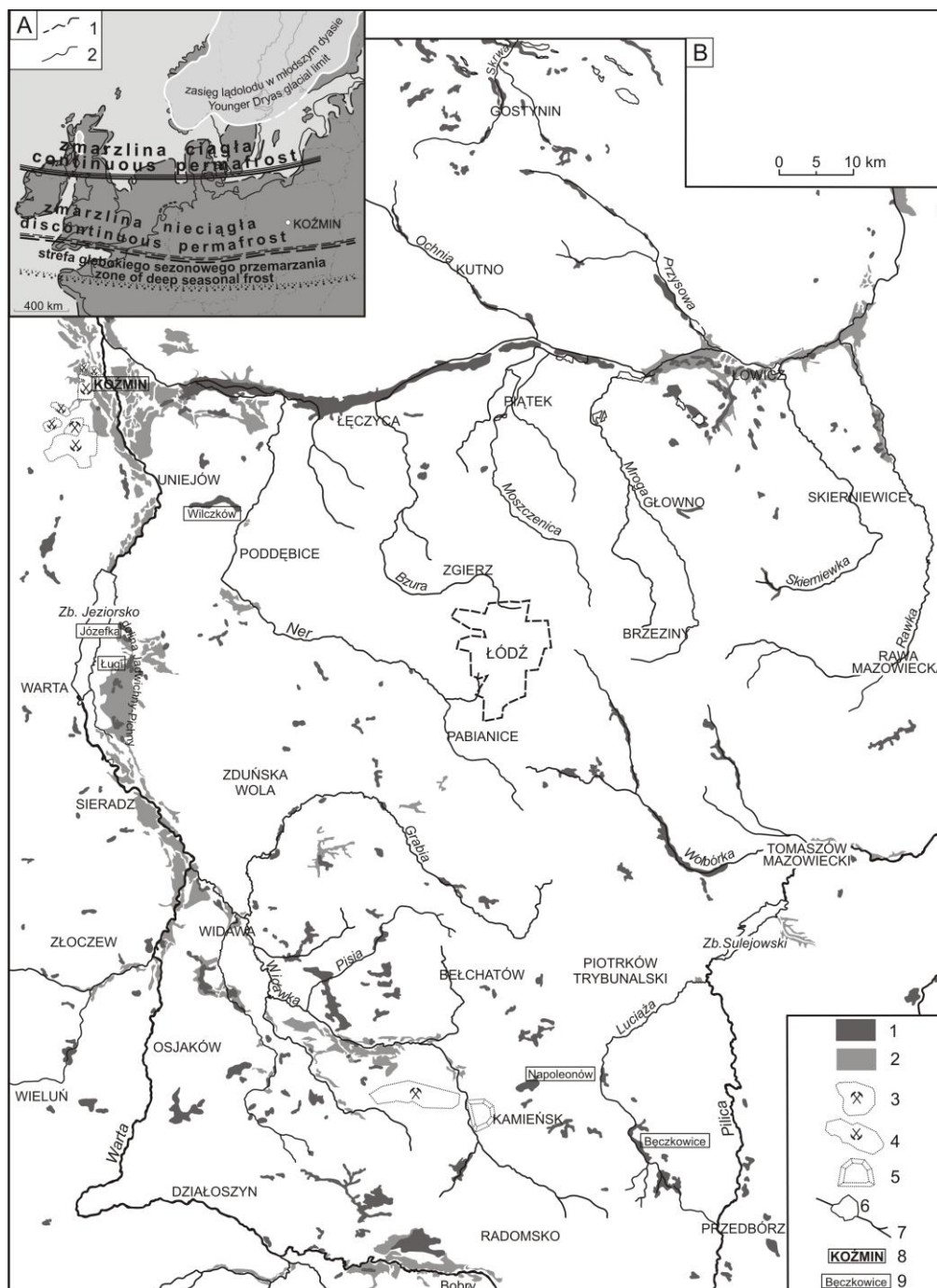
rach regionu łódzkiego upoważnia do podjęcia próby wskazania potencjalnych stref agrodacji wieloletniej zmarzliny na skutek ochłodzenia w młodszym dryasie.

Do realizacji wyznaczonych celów zastosowano analizę geologiczną, paleogeomorfologiczną oraz sedymentologiczną służącą rozpoznaniu struktur deformacyjnych. Sytuację geologiczną i paleogeomorfologiczną badano w dwóch aspektach: rozpoznania profili osadów w stanowisku Koźmin oraz wskazania obszarów potencjalnej reaktywacji zmarzliny, bazując na analizie szkiców geomorfologicznych zamieszczonych w objaśnieniach do Szczegółowej Mapy Geologicznej w skali 1:50 000 oraz Mapy geomorfologicznej regionu łódzkiego w skali 1:200 000 (wg Turkowskiej 2006).

## Obszar badań

Region łódzki położony jest w strefie staroglacjalnej, a jego granice zdefiniowała Turkowska (2006). W zasadniczych zarysach teren został ukształtowany podczas stadiału warty i przekształcony na skutek morfogenezy peryglacialnej w vistulianie. U schyłku ostatniego okresu glacialnego powierzchnię terenu kształtowały przede wszystkim procesy fluwialne i eoliczne oraz, w związku z łagodniejącymi warunkami klimatycznymi, w predysponowanych do tego miejscach, zachodziła akumulacja biogeniczna.

W północno-zachodniej części regionu łódzkiego znajduje się stanowisko szczegółowych badań – Koźmin, rozumiane w niniejszym artykule jako obszar obejmujący fragment terasy niskiej doliny Warty, wyznaczony strefą odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego PAK KWB „Adamów” (rys. 1B). Stanowisko ograniczone jest od północy i południa równoleżnikami: 52°6'22"N i 52°3'59"N oraz od zachodu i wschodu południkami 18°38'21"E i 18°40'59"E. Cechy geomorfologiczne tego obszaru było wielokrotnie szczegółowo charakteryzowane (Petera 2002; Forsyś 2005; Dzieduszyńska, Petera-Zganiacz 2012; Dzieduszyńska, Twardy 2014). Dla niniejszej pracy najistotniejszym elementem środowiska naturalnego jest obecność rozległej terasy niskiej, której szerokość osiąga prawie 10 km (rys. 1B) oraz powszechne występowanie na głębokości około 2,5 m serii osadów organiczno-mineralnych z udziałem torfu (Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014).



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań

A – na tle zasięgu wieloletniej zmarzliny w Europie podczas młodszego dryasu (wg Isarin 1997)

1 – zasięg lądu w młodszym dryasie, 2 – współczesny zasięg lądu

B – na tle wybranych elementów morfologicznych regionu łódzkiego

1 – torfowiska, 2 – terasy niskie, 3 – odkrywkowe kopalnie węgla brunatnego, eksploatowane, 4 – odkrywkowe kopalnie węgla brunatnego, rekultywowane, 5 – zwałowisko zewnętrzne KWB „Bełchatów”, 6 – zbiorniki wodne,

7 – rzeki, 8 – badane stanowisko, 9 – torfowiska wymienione w tekście

#### Location of the study area

A – in relations to the permafrost extent in the Younger Dryas in Europe (after Isarin 1997)

1 – extent of land during the Younger Dryas, 2 – present-day extent of land

B – against some morphological features of the Łódź Region

1 – peatlands, 2 – low terrace; 3 – outcrops of brown coal, under exploitation, 4 – outcrops of brown coal, reclaimed, 5 – outer overburden dump of the Bełchatów Lignite Mine, 6 – water bodies, 7 – rivers, 8 – investigated site,

9 – peatlands cited in the text

## Materiały i wyniki

### Cechy torfowiska z młodszego dryasu w stanowisku Koźmin

Obecność w badanym stanowisku rozległych odkrywek kopalnianych dała możliwość jednoznacznego stwierdzenia ciągłości serii organiczno-mineralnej z udziałem torfu obserwowanej wzdłuż kilkusetmetrowych ścian odkrywek w różnych intersekcjach. Ponadto występowanie tych osadów na obszarach wykraczających poza granice odkrywek zostało określone na podstawie danych z dokumentacji geologicznej złoża węgla brunatnego i potwierdzone wierceniami ręcznymi. Seria osadów mineralno-organicznych z udziałem torfu zajmuje obszar o powierzchni przynajmniej 18 km<sup>2</sup> i pokrywa się z wydzieloną morfologicznie terasą niską (Turkowska i in. 2000; Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014).

Szczegółowa dokumentacja osadów przeprowadzona została w kilkunastu profilach, z których trzy reprezentatywne zamieszczono na rys. 2. We wszystkich przypadkach seria organiczno-mineralna podścielona jest piaskami, które deponowane były w środowisku piaskodennej rzeki roztokowej w górnym plenivistulianie (rys. 2). Miąższość tych osadów wzrasta od kilkudziesięciu centymetrów w dystalnej części doliny do ponad 20 m w pobliżu jej osi. Strop serii znajduje się na głębokości około 3 metrów pod powierzchnią terenu. Osadami przykrywającymi serię organiczno-mineralną są około 2,5-metrowej miąższości piaski i piaski z mulkami akumulowane na obszarach międzykorytowych rzeki *anabranching* ówczesnej Warty (Petera-Zganiacz i in. 2015), tworzące współczesną powierzchnię terenu (rys. 2).

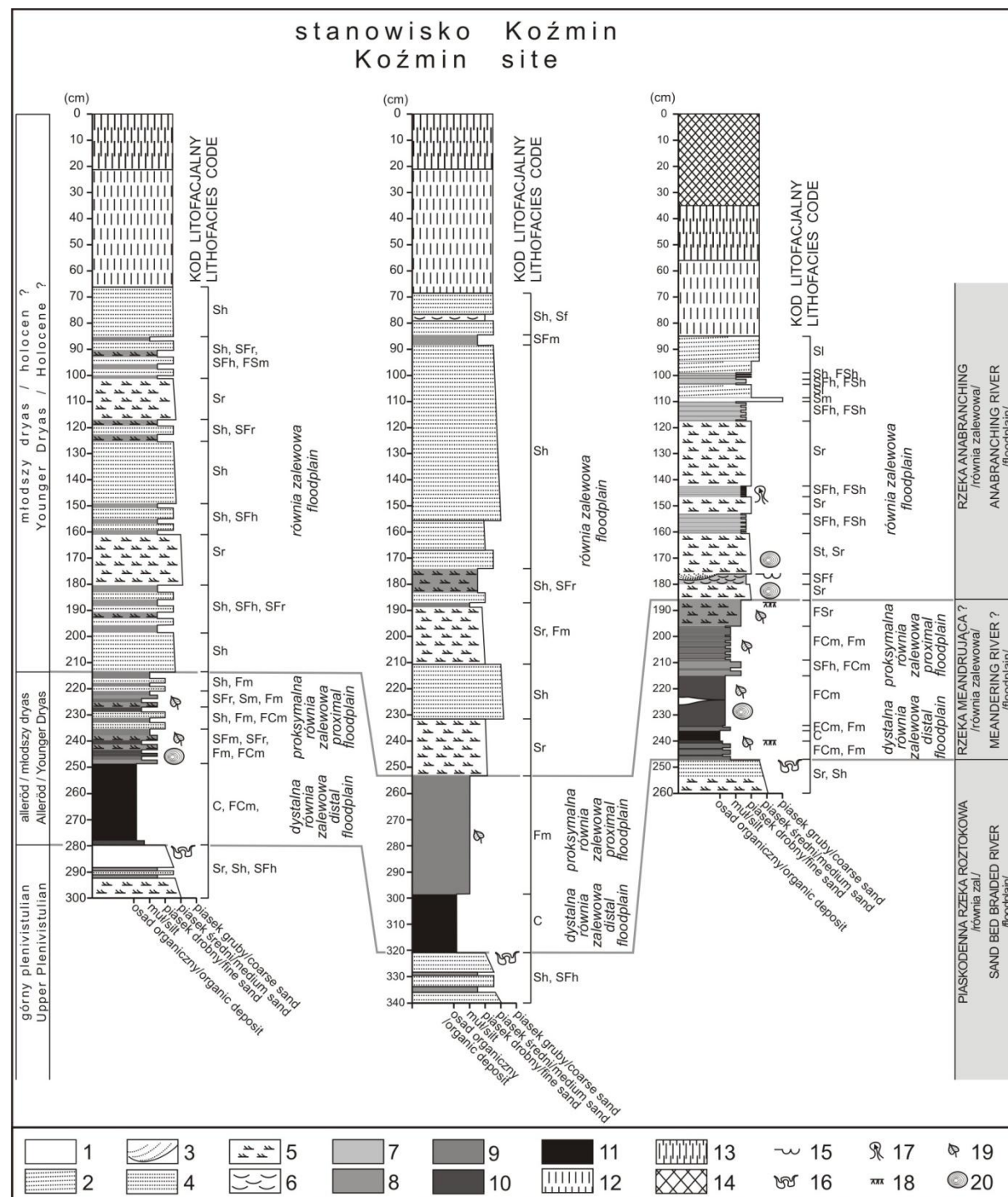
Na serię organiczno-mineralną składają się torfy, mulki organiczne, mulki oraz mulki organiczno-mineralne o miąższości od kilkunastu do około 50 cm. Strop tych osadów znajduje się na stałym poziomie, na głębokości około 2,5 m od współczesnej powierzchni terasy niskiej (rys. 2). Osady te powstawały w płytkim basenie na rozległej równi zalewowej. Początkowo następowała sedimentacja torfów, która później została zastąpiona akumulacją mineralno-organiczną, częściowo z zawiesiny. W ostatnim etapie formowania serii dynamika środowiska depozycyjnego wzrosła, co wyrażone jest obecnością „prądowych” struktur sedymentacyjnych oraz zwiększonym udziałem materii mineralnej, prawdopodobnie w warunkach rzeki meandrującej. Na obszarze rozległego

stanowiska Koźmin w osadach organiczno-mineralnych stwierdzona została obecność *in situ* licznych fragmentów drzew wskazujących na istnienie lasu w młodszym dryasie (Dzieduszyńska i in. 2014).

Miąższość torfu w serii organiczno-mineralnej waha się od 6 do 30 cm. Osad ten występuje w postaci torfu silnie rozłożonego, choć udokumentowano również materiał w mniejszym stanie rozkładu. Obserwowana współczesna miąższość torfu jest niższa niż świeżo powstałego osadu, co jest wynikiem procesu konsolidacji. Na wielkość konsolidacji miał wpływ duży stopień porowatości i plastyczności osadu, co spowodowało, że pod obciążeniem serii piaszczystej i piaszczysto-mułkowej prawdopodobieństwo i skala osiadania były większe. Na konsolidację torfów miał także wpływ czas zalegania przykrywających je osadów, który w analizowanym przypadku wynosił przynajmniej 12 000 lat. Konsolidacja musiała być znaczna, o czym świadczy wyraźne spłaszczenie pni drzew zalegających w serii (Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014).

W obrazie paleobotanicznym istnienie torfowiska zaznaczyło się zwiększeniem frekwencji ziaren pyłku Cyperaceae oraz występowaniem w znacznie mniejszych ilościach Gramineae oraz roślin światłolubnych, takich jak *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae* oraz *Umbelliferae*. Wyniki analizy makroszczątkowej wskazują na znaczny udział roślin torfowiskowych: różnych gatunków turzyc, *Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre* oraz *Viola palustris*. W obrębie torfowiska funkcjonowały zbiorowiska sosny z niewielkim udziałem brzoź (Turkowska i in. 2000; Petera 2002; Stachowicz-Rybka, Korzeń 2014).

Wiek osadów serii organiczno-mineralnej jest określony metodą <sup>14</sup>C na schyłek allerödu i młodszy dryas. Datowane były osady organiczne, fragmenty drzew i wybrane makroszczątki roślinne. Wskaźniki wieku mieszczą się pomiędzy 11 850±80 BP (MKL 256) a 9780±110 BP (MKL 1077), co odpowiada przedziałowi między 13 880–13 450 cal BP a 11 600–10 777 cal BP (przy prawdopodobieństwie 95,4%), przy czym rozwój torfowiska *sensu stricto* przypadał na okres wyznaczony datowaniami 10 710±60 BP (Poz 50358) i 10 430±80 BP (Poz 50360), czyli pomiędzy 12 744–12 547 cal BP a 12 566–12 067 cal BP (Dzieduszyńska i in. 2014; Dzieduszyńska, Twardy 2014; Stachowicz-Rybka, Korzeń 2014).

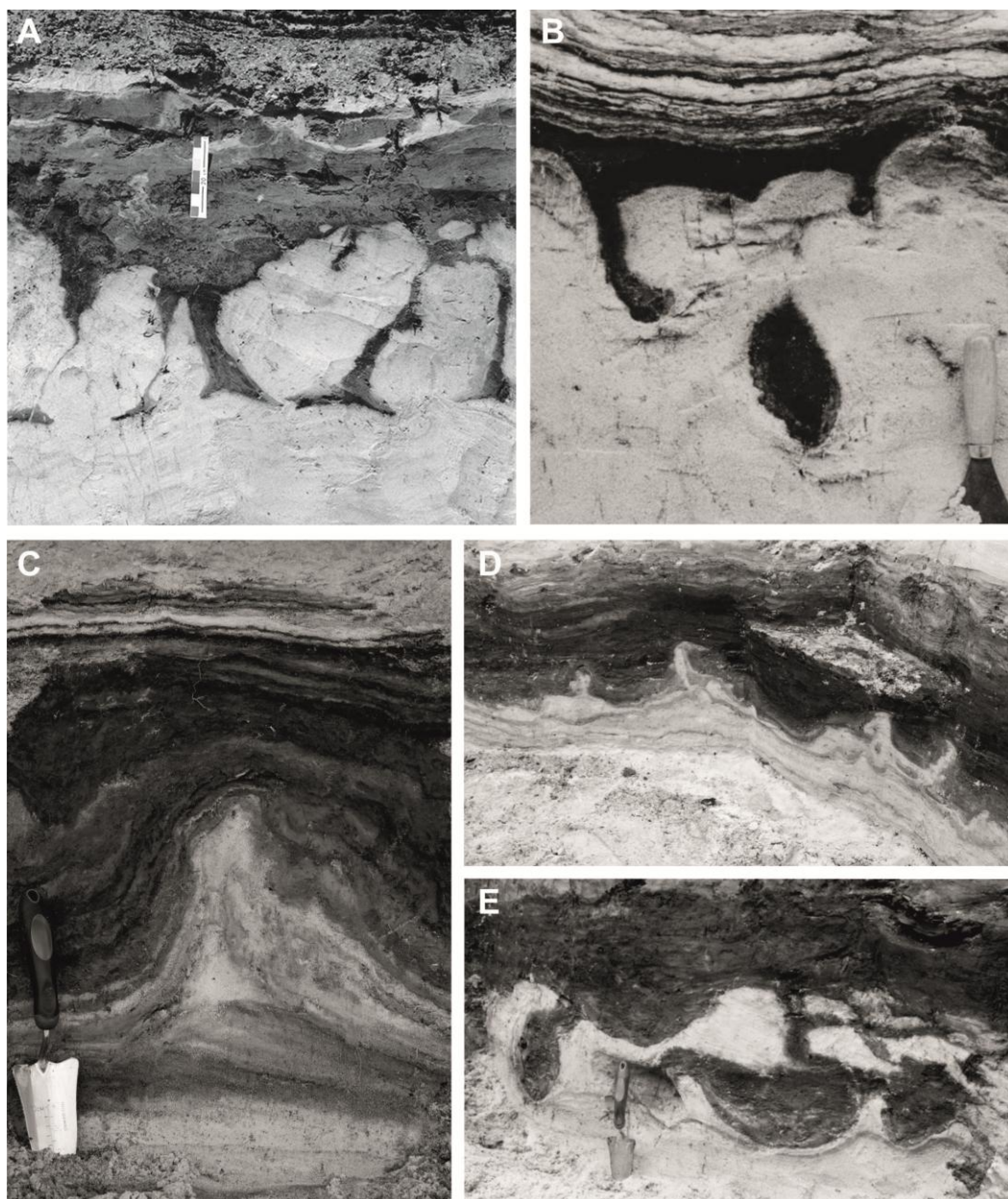




## Struktury deformacyjne i ich wymowa paleogeograficzna

Na powierzchni granicznej między serią piaszczystą na dole a serią organiczno-mineralną na górze występują struktury deformacyjne reprezentowane przez inwolucje (fot. 1), które są zjawiskiem powszechnym na obszarze w analizowanym terenie doliny rzecznej oraz nieliczne

struktury szczelinowe kontrakcji termicznej, wykształcone od poziomu osadów organiczno-mineralnych. Inwolucje odznaczają się różnym stopniem rozwoju – od inicjalnych po dobrze wykształcone deformacje dojrzałe, a rozpatrując ich współczesną formę, można podzielić je na względnie regularne (fot. 1A, B, C, D) i nieregularne (fot. 1E).



fot. H. Klatkowa (A) i J. Petera-Zganiacz (B, C, D, E)

Fot. 1. Różne typy inwolucji w stanowisku Koźmin

A – struktury *flat-bottomed*, B – struktura kropłowa, C – struktura diapirowa, D – struktury płomieniowe,  
E – struktury nieregularne

Types of involutions at the Koźmin site

A – flat-bottomed structures, B – drop structure, C – diapir structure, D – flame structures, E – irregular structures

Względnie regularne inwolucje występują w postaci: (1) struktur fałdowych tworzących sinuoidalne dość równomierne fałdy, (2) struktur *flat-bottomed* odznaczających się wyraźnymi spłaszczeniami w stopie struktur i wyznaczającymi wspólną dla tego typu struktur dolną granicę rozwoju (fot. 1A), (3) struktur kroplowych, które utraciły kontakt z górną warstwą macierzystą (fot. 1B), (4) diapiarów piaszczystych, wciśniętych w osady serii organiczno-mineralnej (fot. 1C), (5) struktur płomieniowych tworzących także rodzaj iniekcji, które występują pojedynczo lub grupowo (fot. 1D). Nieregularne struktury deformacyjne utworzyły się w miejscach, gdzie doszło do nagromadzenia znacznej ilości szczątków drzew, które jako duże i sztywne utrudniały procesy deformacyjne. Szczegółowo kwestie podziału struktur i ekstraktalnych przyczyn ich zróżnicowania przedstawiono w pracach Petery-Zganiacz (2016) oraz Petery-Zganiacz, Dzieduszyńskiej (w przygotowaniu).

Inwolucje osiągają zazwyczaj wymiary pionowe do 45 cm. Struktury fałdowe, które należy rozumieć jako inicjalne postacie inwolucji, mają wyraźnie mniejsze wartości. Odległość pozioma między poszczególnymi strukturami waha się od kilkunastu do około 30 cm a jej zróżnicowanie jest wyrazem intersekcji inwolucji tworzących układy poligonalne.

Ukształtowanie się inwolucyjnych struktur deformacyjnych w stanowisku Koźmin tłumaczone jest procesami, jakie mogły zachodzić przy obecności wieloletniej zmarzliny (Peters-Zganiacz 2016; Peters-Zganiacz, Dzieduszyńska w przygotowaniu). W takich warunkach, w cieplej części roku, na skutek silnego przesycenia wodą w warstwie czynnej dochodziło do grzęźnięcia osadów (Vandenberghe 1988). Innym procesem odpowiedzialnym za formowanie deformacji było działanie ciśnienia kriohydrostatycznego, powstającego między stropem permafrostu a rozwijającym się od powierzchni terenu ku dołowi frontem zamarzania (Vandenberghe 1988).

### **Potencjalne strefy reaktywacji zmarzliny w młodszym dryasie**

Badania nad rozmieszczeniem torfowisk późnovistulianских, jako miejsc, w których potencjalnie mogła się reaktywować wieloletnia zmarzlina, nie mogą ograniczać się do obszarów występowania współczesnych torfowisk. Jak pokazuje przykład stanowiska Koźmin, ślady torfowiska z przełomu allerödu i młodszego dryasu są zamaskowane przez około dwumetrową pokrywę osadów mineralnych (rys. 2) budujących

obecnie górną część terasy niskiej doliny Warty. Powstaniu torfowiska sprzyjały warunki geomorfologiczne w postaci szerokiego dna dolinnego, na którym bez przeszkód mogła dokonywać się sedimentacja materiału organicznego.

W dolinie Warty, na odcinku między Bobrami na południu a Koźminem na północy, występuje jeszcze kilka obszarów odznaczających się podobną sytuacją geomorfologiczną, wyrażoną szeroką terasą niską. Pierwszy z nich rozciąga się kilkanaście kilometrów w dół rzeki od miejscowości Bobry, kolejny od ujścia Widawki do okolic Sieradza, następny znajduje się w tzw. dolinie Jadwichny-Pichny (rys. 1B), która wyznacza porzucony w plenivistulianie dawny przebieg doliny Warty. W obrębie doliny Jadwichny-Pichny, której dno morfologicznie nawiązuje do terasy niskiej doliny Warty znajdują się dwa dość duże torfowiska – Józefka oraz Ługi. W północnym odcinku doliny Warty, gdzie położone jest stanowisko Koźmin, terasa niska rozszerza się wyraźnie od okolic Uniejowa po ujście Neru, gdzie łączy się dolina Warty z pradoliną warszawsko-berlińską.

Terasy niskie o znacznej szerokości, które mogą sugerować obecność rozległych powierzchni zajętych w młodszym dryasie przez torfowiska, zwracają także uwagę w innych dolinach regionu łódzkiego: w dolinie Widawki w obrębie Kotliny Szczercowskiej, Neru na południe od Poddębic, Pilicy w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego czy Bzury od ujścia Mrogi w dół rzeki (rys. 1B).

Śladów nieciągłej wieloletniej zmarzliny z młodszego dryasu poszukiwać można również w obrębie równin torfowych funkcjonujących do czasów obecnych. Wyniki badań paleobotanicznych profili z wielu torfowisk wskazują wyraźnie, że historia sedimentacji torfów sięga późnego vistulianu (Forysiak 2012). Nie znany jest jednak ówczesny zasięg przestrzenny tych obiektów, ale nie można wykluczyć, że były wystarczająco duże, aby doszło pod nimi do odbudowy permafrostu w młodszym dryasie, np. torfowiska w Bęczkowicach, Napoleonowie, Wilczkowie czy też w pradolinie warszawsko-berlińskiej (rys. 1B).

### **Dyskusja**

Geologiczne, geomorfologiczne oraz paleoekologiczne rozpoznanie warunków środowiskowych panujących w dnie dużej doliny rzecznej pod koniec późnego vistulianu, przedstawione w licznych pracach dotyczących stanowiska Koźmin (m.in. Turkowska i in. 2000; Peters

2002; Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2007; Dzieduszyńska, Petera-Zganiacz 2012; Dzieduszyńska i in. 2014; Petera-Zganiacz i in. 2015; Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska w przygotowaniu), pozwoliło na postawienie wstępnej hipotezy dotyczącej reaktywacji zmarzliny, na skutek ochłodzenia w młodszym dryasie. Obecnością przemarzniętego podłoża wyjaśniana była zmiana stosunków wodnych w podłożu (Dzieduszyńska i in. 2014; Petera-Zganiacz i in. 2015), która doprowadziła do znacznego osłabienia kondycji a następnie destrukcji drzewostanu sosnowego, którego szczątki są obecne w serii organiczno-mineralnej. Zahamowanie infiltracji ułatwiło szerokie rozlewanie się wód powodziowych w dnie doliny, wyrażone litologicznie serią mineralną zalegającą nad torfem, i przyczyniło się do zmian w układzie koryta Warty. Te pojedyncze przesłanki nie są wystarczające do wnioskowania o peryglacialnych cechach środowiska młodszego dryasu. Jeżeli jednak połączone zostaną ze świadectwami geologicznymi, w postaci inwolucji i nielicznych pseudomorfoz po niewielkich szczelinach kontrakcji termicznej w spągu serii organiczno-mineralnej, to obecność permanentnie przemarzniętego gruntu można uznać za rozstrzygającą dyskusyjne kwestie paleośrodowiskowe.

Chociaż permafrost jest postrzegany jako efekt warunków klimatycznych, to szczególnie w przypadku zmarzliny nieciągłej, jego obecność jest uwarunkowana całokształtem biotycznych i abiotycznych cech ekosystemów (Shur, Jorgenson 2007). Aktualny stan wiedzy o determinantach reaktywacji zmarzliny wskazuje, że kluczowym – poza oczywistym czynnikiem klimatycznym – był czynnik litologiczny, czyli obecność ciągłej warstwy torfu w ówczesnym dnie doliny Warty. Wynika to z izolacyjnych właściwości tego materiału, który nawet jako warstwa o niewielkiej miąższości, stwarza szczególne warunki środowiskowe. Wartości przewodności cieplnej torfu różnią się w zależności od stopnia nawodnienia osadu i temperatury. Określone w warunkach laboratoryjnych (Kujala i in. 2008) przedstawiają się następująco: torf suchy 0,05 W/mK, torf z naturalną zawartością wilgoci 0,23–0,28 W/mK, torf zamarznięty z naturalną zawartością wilgoci 0,43–0,67 W/mK, torf nawodniony 0,41–0,5 W/mK, torf nawodniony zamarznięty 1,48–1,49 W/mK. Torf zmienia więc zdolność przewodnictwa cieplnego w zależności od wilgotności. W stanie zamarzniętym jest lepszym przewodnikiem ciepła aniżeli w stanie mokrym – dopuszcza do podłoża niskie temperatury w zimie, a izoluje grunt od wpływu wysokich tempe-

ratur w lecie. Skutkiem tego jest głębsze zamarzanie podłoża zimą niż odmarzanie w lecie. Torf ochładza się szybko i głęboko, a ogrzewa wolno, co pozwala na rozwój zmarzliny nawet przy sezonowym mrozie (Washburn 1979). Takie właściwości torfu powodują, że współczesna dziedlina peryglacialna sięga dalej na południe, niż wynika to z wskaźników termicznych, czego przykładem jest Kanada, na obszarze której zasięg nieciągłej zmarzliny pokrywa się z występowaniem rozległych torfowisk (Washburn 1979).

W regionie łódzkim późnovistuliańskie torfowiska kształtowały się dzięki procesom fluwialnym, eolicznym oraz termokrasowym i występują na wysoczyznach w misach o pochodzeniu glacialnym i eolicznym oraz w dolinach rzecznych, gdzie zajmują zagłębienia termokrasowe, starorzecza lub rozległe równiny aluwialne (Forysiak 2012). Torfowiska, które wykształciły się na równinach aluwialnych należą do największych, obejmując powierzchnie od około 0,2 km<sup>2</sup> do 3 km<sup>2</sup>. Miąższość osadów torfowych korelowanych z późnym vistulianem w poszczególnych obiektach wynosi od 20 cm do 110 cm (rys. 1B; tab. 1). Torfowiska regionu łódzkiego budziły zainteresowanie głównie pod kątem pozyskiwania materiału do wielowskaźnikowych analiz paleoekologicznych (m.in. Forysiak 2012), dlatego nie ma danych o ich wymiarach w poszczególnych okresach późnego vistulianu. Bazując na sytuacji w stanowisku Koźmin oraz na wiedzy na temat środowiska u schyłku vistulianu, można przypuszczać, że obszary torfowiskowe były znaczne, często jednak ich ślady pozostają nierozpoznane. Dostępność długich ścian odsłonięć w różnych intersekcjach daje podstawę do twierdzenia, że pierwotnie seria osadów organiczno-mineralnych zawierająca warstwę torfu była ciągła i zajmowała powierzchnię co najmniej 18 km<sup>2</sup> (Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014). Prawdopodobnym jest, że gdyby analogiczną sytuację osadów organicznych rozpoznawano na podstawie wierceń, to interpretowano by je jako serie biogeniczne wypełnień paleokoryt (rys. 3).

Rozpoznanie paleoekologiczne osadów torfowych z regionu łódzkiego dostarczyło jednoznacznych dowodów na przemiany środowiska pod wpływem gwałtownego ochłodzenia klimatu w młodszym dryasie. Oznaczenie warunków peryglacialnych dla stanowiska Koźmin dopełniło obrazu tego okresu o dowody na przekształcenie elementów środowiska abiotycznego, które odbyło się w warunkach narastania, funkcjonowania a następnie degradacji wieloletniej zmarzliny.

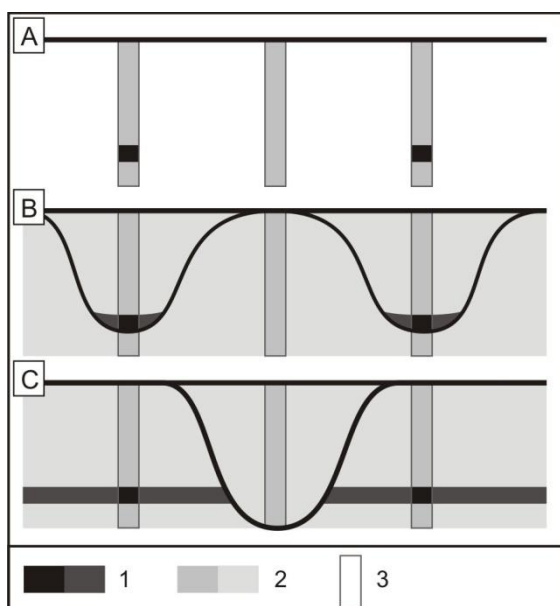


Tabela 1

Wybrane parametry morfometryczne większych torfowisk regionu łódzkiego

Selected morphometric parameters of the major peatlands of the Łódź Region

Nazwa torfowiska Peatbog name	Powierzchnia współczesna (km <sup>2</sup> ) Present area (km <sup>2</sup> )	Mięszkość torfu późnovistuliańskiego (cm) Thickness of Late Vistulian peat (cm)
Napoleonów	0,63	20
Bęczkowice	2,02	110
Wilczków	3,0	45
Ługi	0,28 + 0,2	45
Józefka	~0,22	60



Rys. 3. Alternatywne sposoby interpretacji przekrojów geologicznych

A. Sytuacja wyjściowa, B. Wariant I, C. Wariant II  
1 – osady organiczne, 2 – piaski,  
3 – profile wierceń geologicznych

Alternative ways of interpretation  
of geological cross-sections

A. Initial situation, B. Variant I, C. Variant II  
1 – organic deposit, 2 – sand,  
3 – profiles of geological borings

## Wnioski

1. Warunki geologiczne, w tym obecność szeroko rozprzestrzenionej warstwy osadów torfowych udokumentowanych w stanowisku Koźmin położonym w dolinie Warty, były determinantą reaktywacji wieloletniej zmarzliny w młodszym dryasie.

2. Kompilacja przesłanek geologicznych i geomorfologicznych pozwoliła na wnioskowanie o istnieniu stale przemarzniętego podłoża, mimo braku bezpośrednich dowodów, takich jak pseudomorfozy po klinach lodowych czy ślady po pingo.

3. Wyznaczone potencjalne strefy reaktywacji zmarzliny pokrywają się z szerokimi dnami dolin z okresu młodszego dryasu, dnami pradolin czy martwymi odcinkami dolin, a więc z obszarami gdzie w późnym vistulianie mogły funkcjonować rozległe torfowiska, przy czym miąższość warstwy torfu prawdopodobnie odgrywała drugorzędne znaczenie.

4. Wskazana przez Isarina (1997) południowa granica nieciągłej zmarzliny w młodszym dryasie znajduje pełne potwierdzenie w wynikach przeprowadzonych badań.

## Literatura

- Berglund B.E. 1986. Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. Wiley, Chichester: 1-869.
- Böse M. 1995. Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain. *Quaternary International* 28: 123-125.
- Dzieduszyńska D. 2011. Ochłodzenie młodszego dryasu i jego efekty morfogenetyczne w regionie łódzkim. *Acta Geographica Lodziensia* 98: 1-104.
- Dzieduszyńska D., Forysiak J. 2013. Sygnały zmian klimatycznych późnego vistulianu w archiwach biogenicznych region łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 101: 37-48.
- Dzieduszyńska D., Forysiak J. 2015. Late Glacial organic sediments in palaeogeographical reconstructions (cases from the Łódź region). *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 8: 47-57.

- Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J. 2012. Geologic position of the Younger Dryas subfossil forest in the Warta River Valley, central Poland. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 84: 69-79.
- Dzieduszyńska D., Twardy J. 2014. Ogólna charakterystyka stanowiska Koźmin Las. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 11-21.
- Dzieduszyńska D.A., Kittel P., Petera-Zganiacz J., Brooks S.J., Korzeń K., Krąpiec M., Pawłowski D., Płaza D.K., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Twardy J. 2014. Environmental influence on forest development and decline in the Warta River valley (Central Poland) during the Late Weichselian. *Quaternary International* 324: 99-114.
- Forysiak J. 2005. Ewolucja doliny Warty między ujściem Widawki a ujściem Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 90: 1-116.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99: 1-164.
- French H.M. 2007. The periglacial environment. John Wiley & Sons: 1-458.
- Goździk J.S. 1996. A permafrost evolution and its impact on some depositional conditions between 20 and 10 ka in Poland. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 53-72.
- Isarin R.F.B. 1997. Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. *Permafrost and Periglacial Processes* 8: 313-333.
- Isarin R.F.B., Renssen H., Vandenberghe J. 1998. The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. *Journal of Quaternary Sciences* 13: 447-453.
- Kozarski S. 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna* 1: 1-82.
- Kujala K., Seppälä M., Holappa T. 2008. Physical properties of peat and palsa formation. *Cold regions Science and Technology* 52: 408-414.
- Petera J. 2002. Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geographica Lodziensia* 83: 1-174.
- Petera-Zganiacz J. 2016. Czynniki determinujące zróżnicowanie inwolucji późnovistuliańskich w północno-zachodniej części regionu łódzkiego. *Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica Physica* 15: 35-44.
- Petera-Zganiacz J., Andrzejak K. 2014. Uwarunkowania rozprzestrzenienia serii organicznej zawierającej szczątki lasu z młodszego dryasu w Kotlinie Kolskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 39-51.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D. 2007. Wymowa paleogeograficzna horyzontu pni kopalnych w osadach późnego vistulianu. *Acta Geographica Lodziensia* 93: 57-66.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D. w przygotowaniu. Palaeogeographical value of the Younger Dryas periglacial structures.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A., Twardy J., Pawłowski D., Płóciennik M., Lutyńska M., Kittel P. 2015. Younger Dryas flood events. A case study from the middle Warta River Valley (Central Poland). *Quaternary International* 386: 55-69.
- Renssen H., Isarin R.F.B., Vandenberghe J., Lautenschlager M., Schlese U. 2000. Permafrost as critical factor in paleoclimate modelling: the Younger Dryas case in Europe. *Earth and Planetary Science Letters* 176: 1-5.
- Seppälä M. 1988. Palsas and related forms. W: M.J. Clark (ed.) *Advances in periglacial geomorphology*. John Wiley & Sons: 247-278.
- Shur Y.L., Jorgenson M.T. 2007. Patterns of the permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes* 18: 7-19.
- Stachowicz-Rybka R., Korzeń K. 2014. Rozwój roślinności w późnym vistulianie oraz funkcjonowanie i zanik ekosystemu leśnego w stanowisku Koźmin Las. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 53-63.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*, PWN, Warszawa: 1-508.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 1-238.
- Turkowska K., Forysiak J., Petera J., Miotk-Szpi-ganowicz G. 2000. Morfogenezę powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geographica Lodziensia* 78: 98-134.
- Vandenberghe J. 1988. Cryoturbations. In: M.J. Clark (red.) *Advances in Periglacial Geomorphology*. Wiley, Chichester: 179-198.
- Washburn A.L. 1979. Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. Fletcher and Sons Ltd. Norwich: 1-406.
- Zoltai S.C. 1972. Palsas and peat plateaus in Central Manitoba and Saskatchewan. *Canadian Journal of Forest Research* 2: 291-302.

## Summary

In Central Poland, the cycle of peat sedimentation in basins of biogenic sedimentation began in the Older Dryas or even slightly earlier. Thus, in the Late Vistulian landscape the peatlands could have been common. Some of them are still present on the surface, while the other ones are buried by the Holocene cover. The aim of the article is to prove the usefulness of peatbogs to reconstruction such features of the

Younger Dryas environment as the presence of permanently frozen ground.

The study was carried out for the profile of the extensive low terrace of the middle Warta River valley. The depositional succession of this terrace is composed of organic-mineral series with a peat admixture, followed by fine sand and silt series reaching the present-day (Fig. 2). The series rests on thick sandy deposits. Such a situation was registered in the area of at least 18 km<sup>2</sup>. The organic-mineral series varies in thickness, from a maximum of 50 cm while in places being reduced to below 20 cm. The age of this deposit was determined using the radiocarbon method at the Allerød decline and the Younger Dryas. At the boundary zone between the organic series and the underlying mineral deposits an abundance of deformation structures developed, represented by involutions (Photo 1) and some frost fissures. A few different type of involutions may be distinguished: fold structures creating sinusoidal undulations, flat-bottomed structures with distinct base at a constant depth (Photo 1A), drop structures which lost contact with the host series (Photo 1B), diapirs squeezed into sediments of the organic-mineral series (Photo 1C), flame-like structures developed by an injection of sandy and sandy-silty material which occur singly or in groups (Photo 1D). Irregular struc-

tures developed where the organic series contains assemblages of tree remains which constitute rigid elements complicating deformation processes. The authors proved that lithological conditions of the studied structures, were beneath the layer with an admixture of peat favorable for permafrost preservation. The presence of peat material provides the low thermal conductivity of unfrozen peat, prevents warming of substratum in summer, while a high thermal conductivity of the frozen peat promotes ground cooling in winter.

Therefore, beside a significant temperature drop during the Younger Dryas cooling, geological conditions determined the reactivation of the permafrost. Integration of the results of the present studies with environmental data from the previous investigations was used to define the periglacial origin of the disturbances, despite the lack of direct evidence such as ice-wedge or pingo ruins. Based on the recognition of the palaeogeographical conditions in the Łódź Region, the probable zones of the permafrost aggradation in that time were designated (Fig. 1B); they coincide with wide valley floors, pradolina bottoms and inactive valley sections, so in localities favorable to the development of peatbogs.