ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA
112 (2022): 19-29
https://doi.org/10.26485/AGL/2022/112/2

OSTATNI EPIZOD VISTULIAŃSKIEGO CHŁODU: CECHY DIAGNOSTYCZNE W OBSZARACH EKSTRAGLACJALNYCH

The last Vistulian cold: diagnostic properties in extraglacial areas

DANUTA DZIEDUSZYŃSKA[1], JOANNA PETERA-ZGANIACZ[1]

Zarys treści. Epizod chłodu kończący przemiany środowiska ostatniego plejstoceńskiego okresu zimnego wyrażony jest dostrzegalnymi, choć subtelnymi zmianami w sferze abiotycznej. Celem artykułu jest zwrócenie uwagi na różnorodność wskaźników świadczących o zmianach środowiska podczas ochłodzenia młodszego dryasu, a także na konieczność uwzględnienia możliwości nastąpienia zdarzeń losowych. Analizie poddano obszar środkowej Polski położony w strefie ekstraglacjalnej zlodowacenia wisły. Zdefiniowano markery paleogeograficzne, które mogą, ale nie muszą się ujawnić w zależności od geologiczno-geomorfologicznych uwarunkowań lokalnych.

Słowa kluczowe: młodszy dryas, geologiczne i geomorfologiczne świadectwa ochłodzenia, świadectwa paleohydrologiczne, zdarzenia losowe, procesy morfogenetyczne

Abstract. The episode of cooling that ends the environmental transformation of the last cold Pleistocene period is expressed by clear, though subtle, changes in the abiotic sphere. The aim of the article is to draw attention to the variety of indicators showing changes in the environment during the Younger Dryas, and to the need to take into account the possibility of random changes. The area of Central Poland located in the extraglacial zone of the Vistulian glaciation was analysed. Those palaeogeographical markers that may or may not appear depending on local geological and geomorphological conditions have been defined.

Key words: Younger Dryas, geological and geomorphological proofs of cooling, palaeohydrological evidence, natural hazards, morphogenetic processes

Wprowadzenie

Cechy diagnostyczne, na podstawie których rekonstruuje się wpływ ostatniego okresu vistulianu, czyli młodszego dryasu, zachowane są w różnych środowiskach sedymentacyjnych zarówno w sferze biotycznej, jak i abiotycznej. Wnioski dotyczące wyrazu paleogeograficznego u progu przejścia do umiarkowanych warunków holocenu oparte są na pośrednich dowodach interpretowanych w kontekście vistuliańskiej sekwencji zdarzeń środowiskowych jako końcowy element peryglacjalnego etapu rozwoju rzeźby oraz na dowodach bezpośrednich wynikających

[1] Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geologii i Geomorfologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: danuta.dzieduszyńska@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-2284-2183; joanna.petera@geo.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0002-1045-5506

z analiz wielowskaźnikowych. Rekonstrukcji dokonuje się w odniesieniu do zjawisk globalnych. Ponieważ rola młodszego dryasu w strefie staroglacjalnej jest powszechnie postrzegana na tle poprzedzających ponad 100 tysięcy lat intensywnej w skutkach morfogenezy peryglacjalnej, to w ogólnym bilansie vistulianu znaczenie morfogenetyczne tego około tysiącletniego okresu może wydawać się znikome. Niemniej jednak poprzez zróżnicowane reakcje poszczególnych środowisk sedymentacyjnych warte jest szczegółowej analizy.

Ogólny trend zdarzeń paleogeograficznych wynika z globalnych tendencji klimatycznych. W analizie krótkich okresów geologicznych dużą rolę należy przywiązywać do warunków lokalnych, rozumianych zarówno w sensie regionalnym, jak przede wszystkim uwarunkowań w skali mikro, czyli specyfiki stanowisk o różnym położeniu morfologicznym i właściwościach litologicznych podłoża, generujących *stricte* lokalny przebieg procesów morfogenetycznych odzwierciedlonych w zapisach geologicznych. W tym kontekście dużą rolę należy również poświęcać najdrobniejszym przejawom zaburzeń serii omawianego okresu. Trudności interpretacyjne, na które często napotykają badacze młodszego dryasu wynikają z małej miąższości osadów oraz ich przypowierzchniowego zalegania skutkującego zmianami wietrzeniowymi.

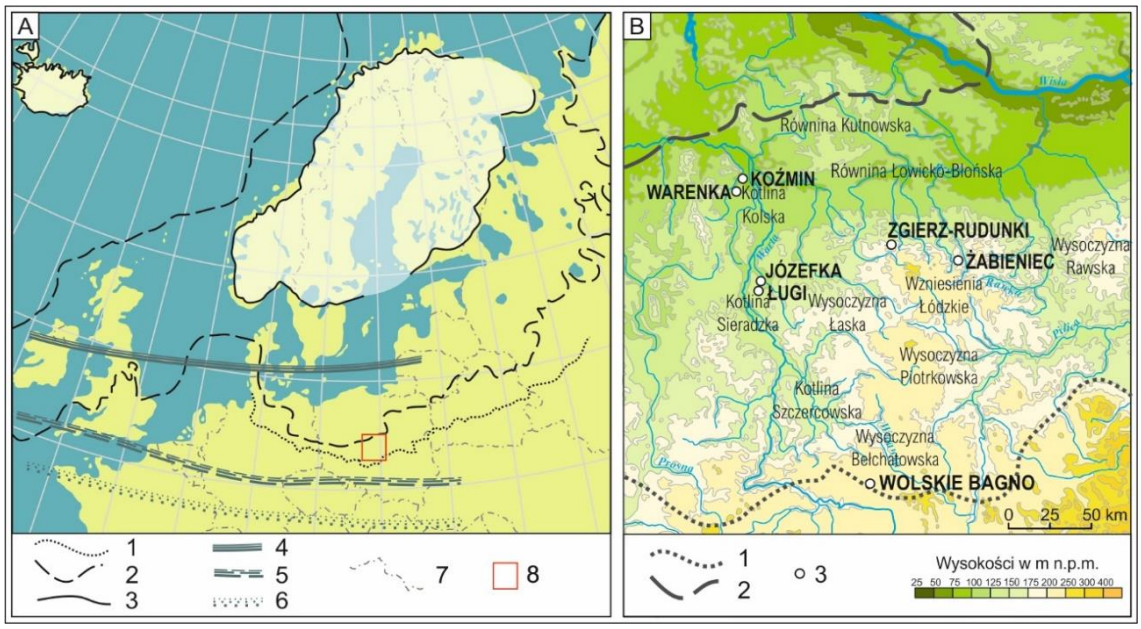
Ostatni epizod zimna vistuliańskiego, zgodnie z grenlandzką *event stratigraphy* (GS1) lokowany jest w przedziale 12 850–11 650 cal BP (Rasmussen i in. 2014). Posługując się kryteriami biostratygraficznymi, w młodoglacjalnej części środkowej Polski (stanowisko Gościąż) przyjmuje się czas trwania młodszego dryasu między 12 620 +133/-231 cal BP oraz 11 470 +126/-206 cal BP (Bonk i in. 2021). Natomiast w obszarze staroglacjalnym, na podstawie badań wielowskaźnikowych w stanowisku Żabieniec, młodszy dryas lokuje się w granicach 12 653±38 i 11 411±84 modelled cal BP (Petera-Zganiacz i in. 2022).

Celem artykułu jest wykazanie jak drobiazgowa analiza danych ze sfery abiotycznej może służyć do odtwarzania warunków panujących w krótkich okresach geologicznych, takich jak ostatni epizod zimna vistuliańskiego. Poprzez porównanie z biotycznymi *proxy* oraz w odniesieniu do chronologii bezwzględnej z analizowanych stanowisk, prezentowany artykuł przyczyni się do ulokowania w czasie reakcji środowiska w różnych warunkach sedymentacyjnych oraz do wykazania znaczenia geologicznych cech diagnostycznych w rekonstrukcjach paleośrodowiskowych.

Teren badań

Teren badań położony jest w środkowej Polsce na obszarze ekstraglacjalnym ostatniego zlodowacenia plejstoceńskiego (rys. 1A). Współczesna rzeźba terenu jest tutaj wypadkową czwartorzędowych zdarzeń glacjalnych, przede wszystkim ostatniego obecnego tutaj lądolodu warty oraz silnego retuszu peryglacjalnego we wczesnym vistulianie i plenivistulianie (Turkowska 2006 – tam dalsza literatura). Stanowiska, z których pochodzą dane znajdują się w tzw. regionie łódzkim i reprezentują różne warunki morfologiczne. Są to: Koźmin i Warenka (dolina środkowej Warty), Żabieniec (wysoczyzna morenowa – Wzniesienia Łódzkie), Ługi i Józefka (nieaktywny segment doliny środkowej Warty – Kotlina Sieradzka), Wolskie Bagno (wysoczyzna morenowa – Wysoczyzna Bełchatowska), Zgierz-Rudunki (sucha dolina denudacyjna – Wzniesienia Łódzkie) (rys. 1B).

Specyfika ostatnich kilku tysięcy lat vistulianu polegała na następowaniu po sobie krótkich okresów ochłodzeń i ociepleń, z których ochłodzenie młodszego dryasu odbiło się wyraźnie w funkcjonowaniu środowisk morfogenetycznych (Dzieduszyńska 2011). Podczas młodszego dryasu środkowa Polska znajdowała się pod wpływem zachodniej cyrkulacji oraz zimnych i suchych mas powietrza napływających znad pokrytego lodem Oceanu Atlantyckiego (Isarin, Renssen 1999; Brauer i in. 2008). Sezonowo miały miejsce blokady takiego układu spowodowane obecnością masy lodowej w Skandynawii, co skutkowało ciepłymi, ale krótkimi okresami letnimi (Schenk i in. 2018). Wyniki badań paleoekologicznych w stanowiskach środkowej Polski wskazują na temperatury najcieplejszego miesiąca rzędu 15–18°C (Płóciennik i in. 2011; Dzieduszyńska i in. 2014a; Müller i in. 2021). Kontynentalizm klimatu przejawiał się w postaci mroźnych zim oraz chłodnych wiosen (Schenk i in. 2018); najchłodniejsze miesiące charakteryzowała temperatura od −20 do −25°C i wzmożone opady śniegu (Kozarski 1993; Isarin i in. 1998). Warunki anemologiczne odznaczały się przewagą wiatrów zachodnich i południowo-zachodnich o prędkościach 3–6 m/s, w porywach do 9 m/s (Krajewski 1977; Brauer i in. 2008).



Rys. 1. Obszar badań
A – środkowa Polska na tle wybranych zasięgów lądolodów (wg Marks i in. 2018; Palacios i in. 2023) i stref występowania zmarzliny podczas młodszego dryasu (wg Isarin 1997)
1 – zasięg lądolodu warty, 2 – zasięg lądolodu wisły, 3 – zasięg lądolodu podczas młodszego dryasu, 4 – zmarzlina ciągła, 5 – zmarzlina nieciągła, 6 – strefa głębokiego sezonowego przemarzania, 7 – granice państw, 8 – analizowany obszar
B – lokalizacja analizowanych stanowisk w środkowej Polsce
1 – zasięg lądolodu warty, 2 – zasięg lądolodu wisły, 3 – analizowane stanowiska

Study area
A – Central Poland in relation to selected glacial limits (after Marks *et al.* 2018; Palacios *et al*. 2023) and zones of the occurrence of Younger Dryas permafrost (after Isarin 1997)
1 – Warta ice-sheet limit, 2 – Vistulian ice-sheet limit, 3 – Younger Dryas ice-sheet limit, 4 – continuous permafrost zone, 4 – discontinuous permafrost zone, 6 – zone of deep seasonal frost, 7 – borders, 8 – study area
B – Location of the analysed sites in central Poland
1 – Warta ice-sheet limit, 2 – Vistulian ice-sheet limit, 3 – studied sites

Metody

Rozpoznanie cech diagnostycznych środowiska młodszego dryasu oparte jest na wynikach prac badawczych prowadzonych przez dekady w wielu stanowiskach środkowej Polski, publikowanych w oryginalnych artykułach oraz syntetyzowane w monografiach oraz na mapach tematycznych. W badaniach stosowano metody terenowe i kameralne właściwe rozpoznaniu środowisk sedymentacyjnych schyłku vistulianu. Są to:
- analizy sedymentologiczne materiału z odkrywek i wierceń, w tym struktur charakterystycznych dla zimnych środowisk,
- kartowanie geologiczne i geomorfologiczne,
- analizy geochronologiczne obejmujące datowanie radiowęglowe i luminescencyjne (TL i OSL).

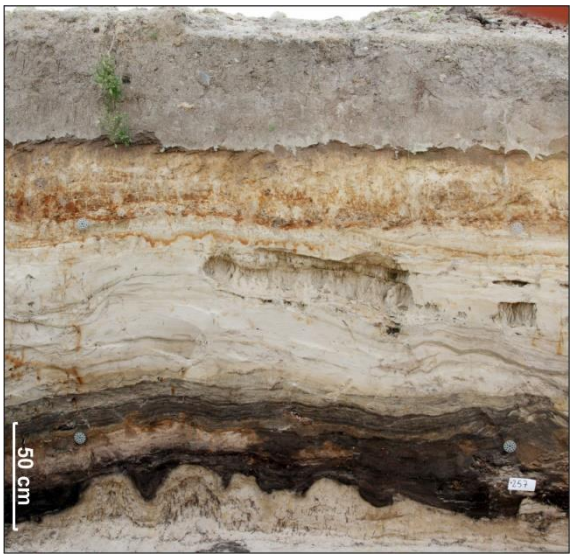
Cechy diagnostyczne młodszego dryasu

Sedymentologiczne wskazówki paleohydrologiczne

W środkowej Polsce zaznacza się dwudzielność warunków młodszego dryasu pod względem wilgotnościowym wyrażona w podniesieniu poziomu wód gruntowych. Skutkowało to zmianami w reżimach hydrologicznych w rzekach oraz zmianami warunków depozycji w zbiornikach.

W dolinie środkowej Warty w obrębie Kotliny Kolskiej w stanowisku Koźmin (rys. 1B) udokumentowano najefektywniejszą na terenie badań reakcję środowiska fluwialnego. Podczas młodszego dryasu dno doliny zostało nadbudo-

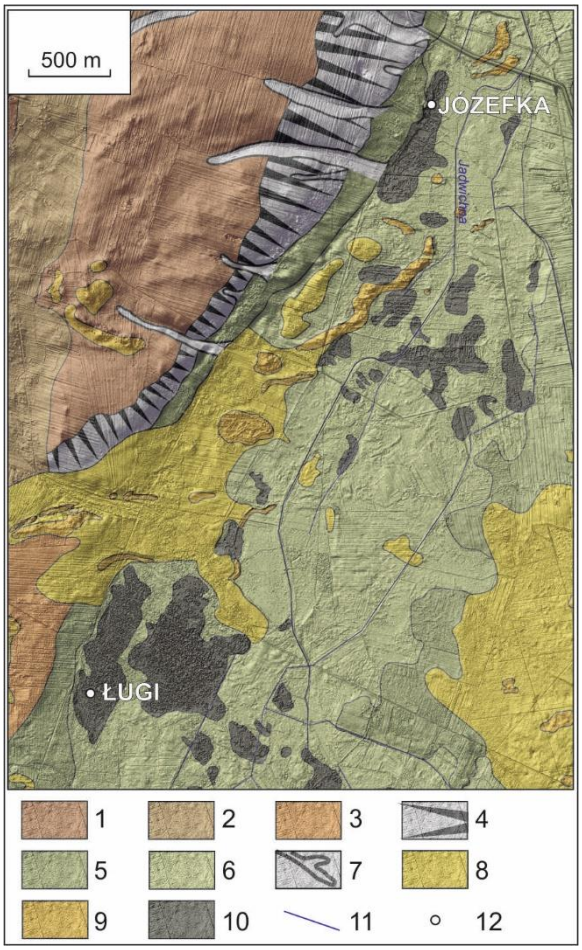
wane osadami o miąższości przekraczającej zazwyczaj 2 m. W wyrazie sedymentologicznym zaznaczyło się przejście od depozycji materiału organiczno-mineralnego, który gromadził się w basenach dekantacyjnych na rozległym dnie doliny, do depozycji osadów piaszczystych pozbawionych domieszek organicznych. Seria organiczno-mineralna odznacza się dużym rozprzestrzenieniem (osiągającym przynajmniej kilkanaście kilometrów kwadratowych) i ciągłością (Petera-Zganiacz, Andrzejak 2014), przy niewielkiej miąższości dochodzącej niekiedy do 50 cm. Litologicznie składa się z mułów organicznych i mineralnych z niewielkim udziałem piasku oraz wkładek torfowych. Nadległa seria piaszczysta ma miąższość około 2 metrów i jest zdominowana przez piaski średnioziarniste (rys. 2).



Rys. 2. Osady powodziowe w stanowisku Koźmin; w spągu serii organiczno-mineralnej widoczne są nieregularne inwolucje (*fot. J. Petera-Zganiacz 2011*)

Flood deposits at the Koźmin site; irregular involutions visible in the bottom of organic-mineral series

Wiek materiału organicznego w kompleksie młodszodryasowym określony został na podstawie datowań ^{14}C na okres od 12 900–12 600 (95,4%) cal BP (Poz-50356) do 11 600–10 770 (95,4%) cal BP (MKL-1077). Datowania luminescencyjne serii piaszczystej dały wynik około 13 000 lat BP, co wskazuje na postarzenie wieku osadów na skutek niewyzerowania sygnału (Dzieduszyńska i in. 2014b). Wynik datowania radiowęglowego węgli drzewnych zdeponowanych w materiale piaszczystym wykazał wiek 10 480±50 ^{14}C BP (GdA-6077) (12 670–12 100 cal BP; 95,4%).



Rys. 3. Stanowiska Ługi i Józefka na tle sytuacji geomorfologicznej tzw. doliny Jadwichny-Pichny
1 – wysoczyzna morenowa, 2 – koryto wód roztopowych, 3 – wysoczyzna wodnolodowcowa, 4 – stok, 5 – terasa, 6 – dno doliny, 7 – dolina denudacyjna, 8 – pokrywa eoliczna, 9 – wydma, 10 – torfowisko, 11 – cieki, 12 – analizowane stanowiska

Sites Ługi and Józefka against geomorphological features of the so-called Jadwichna-Pichna inactive valley
1 – morainic plain, 2 – channel of meltout waters, 3 – glaciofluvial plain, 4 – slope, 5 – terrace, 6 – valley floor, 7 – denudation valley, 8 – aeolian cover, 9 – dune, 10 – peatland, 11 – streams, 12 – studied sites

Dwudzielność zapisu sedymentologicznego w kompleksie osadów powodziowych młodszego dryasu jest ewidentna, ale ze względu na trudności w datowaniu osadów, które podlegały szybkiej depozycji, na obecnym etapie badań nie jest możliwe wskazanie dokładnego czasu wzmożenia procesów morfogenetycznych w dolinie Warty. Należy jednak zaznaczyć, że zdecydowana większość datowań radiowęglowych uzyskanych dla serii organiczno-mineralnej zamyka się wartościami około 10 600 konwencjonalnych lat BP.

Zaznaczanie się wilgotnej fazy w drugiej części młodszego dryasu udokumentowano także w innym fragmencie doliny środkowej Warty, na obszarze jej nieczynnego odcinka (tzw. dolina Jadwichny-Pichny). Znajdują się tam liczne zbiorniki akumulacji biogenicznej, a w profilach dwóch z nich: Ługi i Józefka (rys. 3) zarejestrowane zostały zmiany świadczące o podniesieniu poziomu wód gruntowych: w pierwszym przypadku po przerwie w sedymentacji w środowisku jeziornym nastąpił powrót warunków jeziornych, a w stanowisku Józefka, po przerwie w akumulacji osadów jeziornych rozpoczęła się sedentacja torfu. Zdarzenia te miały miejsce w podobnym czasie – w Ługach spągowa część serii młodszodryasowej wydatowana została na 10 385±40 ^{14}C BP (GdA-5686) (12 480–12 000 cal BP; 95,4%) i w Józefce na 10 350±50 ^{14}C BP (GdA-6453) (12 470–11 900 cal BP; 95,4%).

Ślady reagradacji zmarzliny

Geologicznymi dowodami na obecność zmarzliny, a co za tym idzie warunków *stricte* peryglacjalnych, są pseudomorfozy po szczelinach kontrakcji termicznej. Istotnymi wskazówkami jej obecności są także inwolucje. Po zakładanym zaniku permafrostu w allerødzie w strefie ekstraglacjalnej Niżu Europejskiego (Böse 1995; Goździk 1996; Klatkowa 1996) udokumentowano jej reagradację podczas młodszego dryasu. Markery środowiska zimnego znajdowano w strukturze i teksturze badanych osadów w postaci nielicznych dowodów bezpośrednich oraz częściej znajdowanych śladów pośrednich, których wiarygodność jest potwierdzona wynikami badań wielowskaźnikowych. Najlepiej udokumentowane są one wzdłuż długich ścian odkrywek kopalnianych.

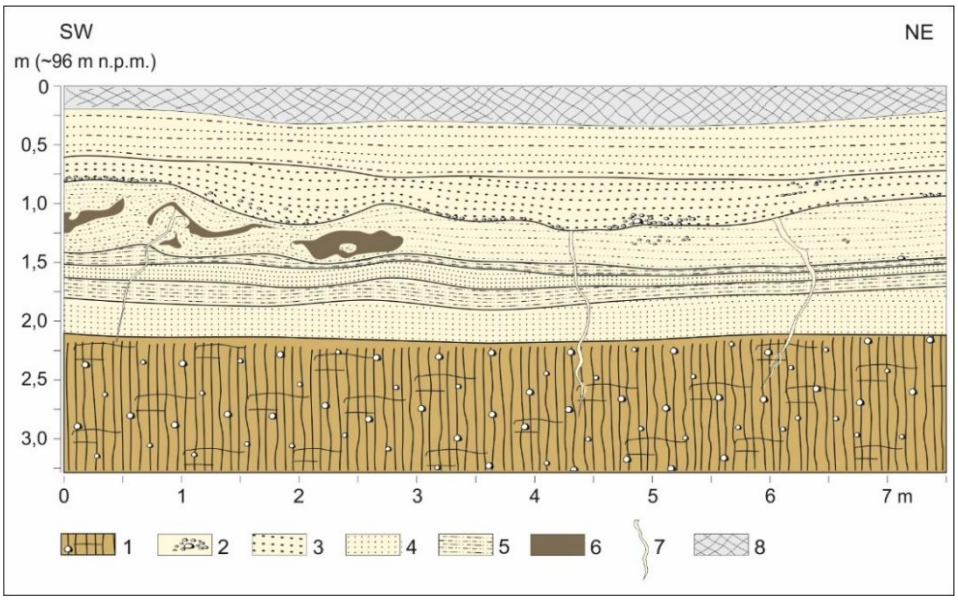
W środkowej Polsce jedynym przypadkiem dobrze rozwiniętego młodszodryasowego klina lodowego jest pseudomorfoza udokumentowana w odkrywce kopalni w Bełchatowie, której towarzyszą niewielkie kliny piaszczyste (Kasse i in. 1998). Szczeliny o bardzo niewielkiej szerokości, rzędu kilku centymetrów i długości dochodzącej do 1,5 m znajdują się w osadach obserwowanych w odkrywkach kopalnianych w Koźminie (rys. 4). W dolnej części struktur wykształcone są szczeliny elementarne wypełnione piaskiem allochtonicznym, a ich środkowe i górne części wypełnia materiał z brzegów struktur oraz materiał namyty. Te inicjalne struktury kontrakcji termicznej tworzące układ poligonalny funkcjonowały w młodszym dryasie (Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2017). Cechy omawianych struktur klasyfikują je jako małe epigenetyczne pseudomorfozy po szczelinach lodowych (French, Goździk 1988).

Drugą grupę struktur stanowią inwolucje rozwinięte na granicy między cienką serią organiczno-mineralną datowaną na allerød/młodszy dryas (Dzieduszyńska i in. 2014a; również rozdział: Sedymentologiczne wskazówki paleohydrologiczne) a podścielającą serią mineralną o znacznej miąższości, które stwierdzone zostały również w stanowisku Koźmin. Struktury te reprezentują różne typy inwolucji, takie jak: regularne sinusoidalne struktury fałdowe, struktury typu *flat-bottomed* o spłaszczonej stopie, struktury kroplowe, diapiry piaszczyste i struktury płomieniowe. Obok nich występują także inwolucje nieregularne (rys. 2). Wymiary pionowe struktur dochodzą do 45 cm. Ich formowanie powiązano z obecnością wieloletniej zmarzliny. Silne przesycenie wodą warstwy czynnej w ciepłej porze roku prowadziło do grzęźnięcia serii organiczno-mineralnej. Struktury diapirowe i płomieniowe powstawały przy narastającym zimnie, kiedy działało ciśnienie kriohydrostatyczne pomiędzy stropem permafrostu a rozwijającym się ku dołowi frontem zamarzania (Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2017).

W młodszodryasowych aluwiach rzek środkowej Polski znajdowane były pakiety osadu allochtonicznego. Piaszczyste lub piaszczysto-mułkowe bryłki były często ostrokrawędziste z widoczną niezdeformowaną strukturą osadu (Turkowska i in. 2004; Turkowska, Dzieduszyńska 2011). Takie cechy tych pakietów mogły się zachować jedynie pod warunkiem erozji w stanie przemarznięcia materiału, a dodatkowym czynnikiem była szybka akumulacja w środowisku fluwialnym.

Osady depozycji naśnieżnej

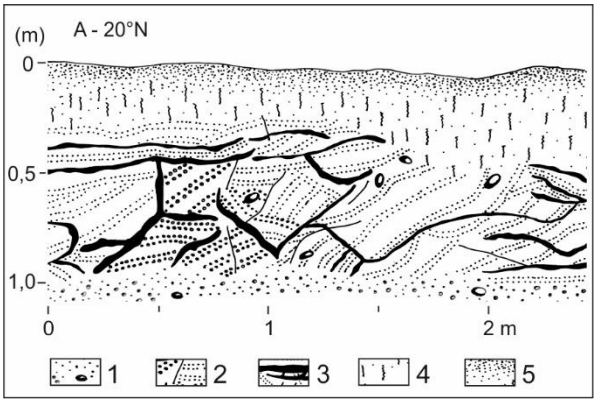
Ostatnim ogniwem vistuliańskiego wypełnienia suchych dolin peryglacjalnych środkowej Polski jest seria drobnolaminowanych piasków. W peryferycznych odcinkach niektórych dolin jest ona wykształcona w postaci kilkudziesięciocentymetrowej miąższości serii piasków o różnej gradacji i żwirów przesyconych związkami żelaza, zaznacza się także udział bezładnie rozmieszczonych



Rys. 4. Małe epigenetyczne pseudomorfozy po szczelinach lodowych w stanowisku Koźmin
1 – glina zwałowa, 2 – żwiry, 3 – piaski grubo- i średnioziarniste, 4 – piaski średnio- i drobnoziarniste, 5 – piaski z mułami, 6 – muł organiczno-mineralny, 7 – pseudomorfozy po szczelinach lodowych, 8 – poziom próchniczny

Small epigenetic ice-wedge pseudomorphs at the Koźmin site
1 – till, 2 – gravel, 3 – coarse and medium sand, 4 – medium and fine sand, 5 – silty sand, 6 – organic-mineral silt, 7 – frost fissures pseudomorph, 8 – humus horizon

głazów o średnicy przekraczającej nawet 10 cm. Cechą szczególną tych osadów jest występowanie systemu spękań i uskoków często o zrzutach zaledwie kilku milimetrów. System spękań dzieli serię na bloki przemieszczone względem siebie i często jest podkreślony zbitymi smugami limonitycznymi (rys. 5). Osady te interpretowane są jako efekt depozycji naśnieżnej – materiał przemieszczający się po stoku akumulowany był na przemarzniętych płatach śniegu, które musiały przetrwać znacznie dłużej niż jeden sezon. Po stopieniu śniegu, zgromadzony na nim materiał ulegał deformacjom (Dzieduszyńska, Petera-Zganiacz 2018).



Rys. 5. Osady depozycji naśnieżnej
1 – poziom żwirowo-kamienisty, 2 – piaski drobnolaminowane i żwiry, 3 – smugi limonityczne, 4 – bezstrukturalny piasek z mułem, 5 – poziom próchniczny

Oversnow deposits
1 – gravelly-stone pavement 2 – thinly laminated series, 3 – limonitic streaks, 4 – structureless sand with silt, 5 – humus horizon

Rys. 6. Cienka, przypowierzchniowa pokrywa eoliczna w stanowisku Warenka
(*fot. J. Petera-Zganiacz 2019)*

Thin subsurface aeolian cover at the Warenka site

Udokumentowane w stanowisku Rudniki osady depozycji naśnieżnej wydatowane zostały metodą TL na 12 800±1900 lat (LUB 769) (Klatkowa 1989). Pomimo, że wynik datowania obarczony jest bardzo dużym błędem, to w połączniu z pozycją tych osadów w stosunku do reperowego

na terenie badań górnoplenivistuliańskiego górnego poziomu kamienistego (Turkowska 2006) (rys. 5) oraz genezą serii wymagającą długich i mroźnych zim najbardziej prawdopodobnym czasem powstania był młodszy dryas.

Efekty specyfiki warunków anemologicznych

Wiatr o zwiększonej prędkości podczas ochłodzenia młodszego dryasu mógł powodować wydatne skutki środowiskowe. W artykule pominięte zostaną kwestie dotyczące dobrze rozpoznanych etapów ewolucji późnovistuliańskich wydm śródlądowych (Manikowska 1995) na rzecz prezentacji pozostałych efektów działania procesów eolicznych.

Rys. 7. Inicjalny wał wydmowy w stanowisku Wolskie Bagno (wskazany strzałką) (*fot. J. Petera-Zganiacz 2018)*

Initial dune ridge at the Wolskie Bagno site (indicated by arrow)

Badania przeprowadzone w środkowej Polsce wskazują na obecność pokryw eolicznych w formie płatów o miąższości od zaledwie kilkunastu centymetrów do ponad metra, o różnej wielkości i rozprzestrzenieniu, które kształtowane były co najmniej od górnego plenivistulianu. W niektórych lokalizacjach pokrywy piaszczyste zalegają na górnoplenivistuliańskim poziomie kamienistym. Osady pokryw są zdominowane przez materiał piaszczysty średniej frakcji, a ich struktura ze względu na przypowierzchniowe zaleganie jest nieczytelna. W ich formowaniu zaznaczył się także etap młodszodryasowy rozpoznany w stanowiskach Wolskie Bagno i Warenka (rys. 6), potwierdzony datowaniami OSL – odpowiednio: 12 210 ± 820 lat BP (GdTL-3143) i 12 300 ±1000 lat BP (GdTL-3441). Na płaskiej wysoczyźnie morenowej, na której położone jest stanowisko Wolskie Bagno materiał eoliczny uformował inicjalne wały wydmowe (rys. 7).

Pokrywy o wyłącznie młodszodryasowym pochodzeniu udokumentowano także w stanowisku Żabieniec. Odznaczają się one małą miąższością – około 40 centymetrów i tworzą niewielkie płaty możliwe do zidentyfikowania jedynie poprzez szczegółowe kartowanie geologiczne (rys. 8). Określenie ich wieku było możliwe dzięki analizie kontekstu środowiskowego (Twardy i in. 2010; Petera-Zganiacz i in. 2022).

Zdarzenia losowe: przypadek stanowiska Żabieniec

Warunki młodszego dryasu sprzyjały uruchamianiu procesów morfogenetycznych w różnych środowiskach sedymentacyjnych (Dzieduszyńska 2011), jednak nie oznacza to, że było to zjawisko powszechne. Specyfika warunków lokalnych mogła determinować ich wystąpienie lub brak oraz przebieg i natężenie. Potwierdzeniem takiej tezy jest sytuacja udokumentowana w stanowisku Żabieniec, gdzie badania osadów biogenicznych zgromadzonych w zbiorniku pokazały stopniowe dostosowywanie się sfery biotycznej do narastającego chłodu bez istotnych zmian geomorfologicznych w zlewni. Impulsem do uruchomienia procesów morfogenetycznych był najprawdopodobniej pożar, który musiał objąć przynajmniej część

Rys. 8. Cienka, przypowierzchniowa pokrywa eoliczna w stanowisku Żabieniec *(fot. J. Petera-Zganiacz 2019)*

Thin subsurface aeolian cover at the Żabieniec site

zlewni, a jego śladem w osadach jest zwiększone nagromadzenie węgli drzewnych. Badania o dużej rozdzielczości pozwoliły na zarejestrowanie tego

zdarzenia losowego i umieszczenia go na skali czasu. Miało ono miejsce pod koniec młodszego dryasu, kiedy wskaźniki biotyczne rejestrowały już trend ku ociepleniu holoceńskiemu (Milecka 2022; Petera-Zganiacz i in. 2022). Mimo zapisu w obrazie geologicznym w postaci wzrostu udziału piasku w profilu nie ma podstaw aby wnioskować o istotnych zmianach środowiskowych, a jedynie o przypadkowym zdarzeniu, które zainicjowało proces morfogenetyczny.

Dyskusja

Uchwycenie cech diagnostycznych zimnego środowiska młodszego dryasu w sferze abiotycznej wymaga drobiazgowego kartowania geologicznego i geomorfologicznego o rozdzielczości przekraczającej standardy wskazane przy realizacji arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000.

Jak pokazują przeprowadzone badania piasków pokryw eolicznych i osadów depozycji naśnieżnej, miąższości serii młodszodryasowych niejednokrotnie osiągają zaledwie kilkanaście/kilkadziesiąt centymetrów stanowiąc warstwę przypowierzchniową. Z drugiej strony, w szczególnych przypadkach dochodziło do wydatnej akumulacji w niektórych odcinkach dolin rzecznych objawiając się w postaci rozległych i wyraźnie wyodrębnionych w holocenie teras niskich (np. Turkowska 1988; Kasse 1995; Forysiak 2005). Wyraz morfologiczny zauważalny jest również w środowisku eolicznym poprzez budowanie niewielkich, niewyróżniających się szczególnie w topografii terenu form, również powszechnie obecnych na Mazowszu (Kalińska, Wyszomierski 2010) oraz pokryw powlekających uformowane wcześniej pagórki wydmowe (Karaszewski 1972). Młodszodryasowe pokrywy piaszczyste środkowej Polski mogą być odpowiednikiem *Younger Coversand II* znanych ze stanowisk z Europy Zachodniej (Koster 1982; Kolstrup 2007). Ich rozprzestrzenienie oraz uwarunkowania depozycyjne na terenie badań wymagają dalszych studiów.

Związek cech diagnostycznych środowiska zimnego, takich jak wskaźniki obecności wieloletniej zmarzliny czy deformacje serii depozycji naśnieżnej, z globalnymi zmianami środowiska jest ewidentny i względnie najłatwiejszy do zidentyfikowania. Środkowa Polska znajdowała się w młodszym dryasie w zasięgu zmarzliny wyspowej (Isarin 1997) (rys. 1A), która mogła reagradować na przykład pod torfowiskami, gdzie procesy zachodzące w warstwie czynnej sprzyjały powstawaniu inwolucji. Natomiast działanie chłodu o dużym natężeniu, ale bez oznak permafrostu, mogło w sprzyjających warunkach geologicznych i morfologicznych (np. nierówności w profilu stoku) skutkować depozycją naśnieżną.

Szukając cech diagnostycznych wskazujących na uruchomienie procesów morfogenetycznych w odpowiedzi na ochłodzenie młodszego dryasu zwrócono uwagę na problem domieszek mineralnych w profilach osadów biogenicznych, które nie znajdują wyraźnych odpowiedników geologicznych i morfologicznych w zlewni zbiornika. Uznano obecność takich domieszek za wyraz zdarzenia losowego. Pożary, które były powszechne w środowisku młodszego dryasu (van der Hammen, van Geel 2008) mogły skutkować uruchomieniem względnie wydatnych procesów morfogenetycznych i depozycją niewielkiej miąższości osadów odpowiednich (Shakesby, Doerr 2006). Można wskazać także inne przykłady zdarzeń losowych indukujących przekształcenia środowiska a pozostających bez związku ze zmianami klimatu, jak np. działanie bobrów (Gierszewski i in. 2022).

Wnioski

- Młodszy dryas sprzyjał różnicowaniu efektów środowiskowych co było zależne od warunków lokalnych.
- Tylko wysokorozdzielcze badania i szczegółowe kartowanie geologiczne pozwalają ustalić, który element paleośrodowiska był wygenerowany jako efekt zmian globalnych, który lokalnych, a który był wyrazem zdarzenia losowego.
- Vistuliańskie środowisko ekstraglacjalne przed nastaniem młodszego dryasu uzyskało już na tyle duży stopień dojrzałości, że dynamika zmian klimatycznych podczas dyskutowanego ochłodzenia w sprzyjających warunkach, przy ewolucyjnej zmianie w szacie roślinnej, nie powodowała zmian w sferze abiotycznej.
- Obszary ekstraglacjalne podczas ostatniego etapu zimnego vistulianu kształtowały się w warunkach dojrzałej, zniwelowanej w środowisku peryglacjalnym rzeźby, dlatego też wskazane cechy diagnostyczne mogą nie być uniwersalne.

Badania zrealizowane w ramach grantu pt. „Procesy morfogenetyczne jako determinanty zbiorowisk roślinnych w dobie globalnych zmian klimatycznych w młodszym dryasie" finansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki

UMO-2016/21/B/ST10/02451. Autorki dziękują Renacie Stachowicz-Rybce i Bernardowi Cedro za życzliwe recenzje.

Literatura

Bonk A., Müller D., Ramisch A., Kramkowski M.A., Noryśkiewicz A.M., Sekudewicz I., Gąsiorowski M., Luberda-Durnaś K., Słowiński M., Schwab M., Tjallingii R., Brauer A., Błaszkiewicz M. 2021. Varve microfacies and chronology from a new sediment record of Lake Gościąż (Poland). *Quaternary Science Reviews* 251: 106715.

Böse M. 1995. Problems of dead ice and ground ice in the central part of the North European Plain. *Quaternary International* 28: 123-125.

Brauer A., Haug G.H., Dulski P., Sigman D.M., Negendank J.F.W. 2008. An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas period. *Nature Geoscience* 1: 520-523.

Dzieduszyńska D. 2011. Ochłodzenia młodszego dryasu i jego efekty morfogenetyczne w regionie łódzkim. *Acta Geographica Lodziensia* 98.

Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J. 2018. Small-scale geologic evidence for Vistulian decline cooling periods: case studies from the Łódź Region (Central Poland). *Bulletin of the Geological Society of Finland* 90 (2): 209-222.

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. 2014a. Environmental influence on forest development and decline in the Warta River valley (Central Poland) during the Late Weichselian. *Quaternary International* 324: 99-114.

Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., Twardy J., Kittel P., Moska P., Adamiec G. 2014b. Optical dating and sedimentary record from the terrace depositional profile of the Warta River (Central Poland). *Geochronometria* 41: 361-368.

Forysiak J. 2005. Ewolucja doliny Warty między Burzeninem a Dobrowem w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia* 90.

French H.M., Goździk J.S. 1988. Pleistocene epigenetic and syngenetic frost fissures, Bełchatów, Poland. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25: 2017-2027.

Gierszewski P., Brykała D., Fojutowski M., Juśkiewicz W., Kramkowski M., Tyszkowski S., Bogdanowicz W., Brauer A., Błaszkiewicz M., Kordowski J. 2022. Ewolucja małych systemów rzeczno-jeziornych na obszarach młodoglacjalnych z uwzględnieniem wpływu bobrów na ich funkcjonowanie. XXVII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa Stratygrafia Plejstocenu Polski pt. „Późnoczwartorzędowe Środowiska Sedymentacyjne Pomorza Wschodniego". Stara Kiszewa, 5–9 września 2022: 192-196.

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. 1999. Reconstructing and modeling late Weichselian climates: the Younger Dryas in Europe as a case study. *Earth Science Reviews* 49: 1-38.

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 Science* 13: 447-453.

Kalińska E., Wyszomierski M. 2010. Nowe dane odnośnie do genezy i wieku form stożkopodobnych południowej części Niziny Środkowomazowieckiej. *Landform Analysis* 13: 27-31.

Karaszewski W. 1972. Pokrywowe utwory pyłowe w Polsce środkowej. *Kwartalnik Geologiczny* 16,1: 171-181.

Kasse C. 1995. Younger Dryas cooling and fluvial response (Maas River, the Netherlands). *Geologie en Mijnbouw* 74: 251-256.

Kasse C., Huijzer A.S., Krzyszkowski D., Bohncke S.P.J., Coope G.R. 1998. Weichselian Late Pleniglacial and Lateglacial depositional environments, Coleoptera and periglacial climatic records from central Poland (Bełchatów). *Journal of Quaternary Sciences* 13: 455-469.

Klatkowa H. 1989. Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 59: 61-74.

Klatkowa H. 1996. Przejawy obecności wieloletniej zmarzliny w środkowej Polsce w ciągu ostatnich 150 tys. lat. *Biuletyn Peryglacjalny* 35: 45-27.

Kolstrup E. 2007. Lateglacial older and younger coversand in northwest Europe: chronology and relation to climate and vegetation. *Boreas* 36: 65-75.

Koster E.A. 1982. Terminology and lithostratigrahic division of (surficial) sandy eolian deposits in the Netherlands: an evaluation. *Geologie en Mijnbouw* 61: 121-129.

Kozarski S. 1993. Late Vistulian deglaciation and the expansion of the periglacial zone in NW Poland. *Geologie en Mijnbouw* 72: 73-102.

Krajewski K. 1977. Późnoplejstoceńskie i holoceńskie procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 39.

Manikowska B. 1995. Aeolian differentiation in the area of Poland during the period 20–8 BP. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 125-164.

Marks L., Karabanov A., Nitychoruk J., Bahdasarau M., Krzywicki T., Majecka A., Pochocka-Szwarc K., Rychel J., Woronko B., Zbucki Ł., Hradunova A. Hrychanik M., Mamchyk S., Rylova T., Nowacki Ł., Pielach M. 2018. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quaternary International* 478: 59-74.

Milecka K. 2022. Trójdzielność młodszego dryasu obserwowana w rozwoju torfowiska Żabieniec w środkowej Polsce. *Acta Geographica Lodziensia* 112: 7-17.

Müller D., Tjallingii R., Płóciennik M., Luoto T.P., Kotrys B., Plessen B., Ramisch A., Schwab M.J., Błaszkiewicz M., Słowiński M., Brauer A. 2021. New insights into lake responses to rapid climate change: the Younger Dryas in Lake Gościąż, central Poland. *Boreas* 50: 535-555.

Palacios D., Hughes D.H., García-Ruis J.M., Andrés N. (eds) 2023. European glacial landscapes. The last deglaciation. Elsevier, Amsterdam.

Petera-Zganiacz J., Andrzejak K. 2014. Uwarunkowania rozprzestrzenienia i właściwości serii organicznej zawierającej szczątki lasu z młodszego dryasu w Kotlinie Kolskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 39-51.

Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A. 2017. Palaeoenvironmental Proxies for Permafrost Presence During the Younger Dryas, Central Poland. *Permafrost and Periglacial Processes* 28: 726-740.

Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A., Milecka K., Okupny D., Słowiński M., Michczyńska D.J., Forysiak J., Twardy J. 2022. Climate and abiotic landscape controls of Younger Dryas environmental variability based on a terrestrial archive (the Żabieniec mire, Central Poland). *Catena* 219: 106611.

Płóciennik M., Self A., Birks H.J.B., Brooks S.J. 2011. Chironomidae (Insecta: Diptera) succession in Żabieniec bog and its palaeo-lake (central Poland) through the Late Weichselian and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 307: 50-167.

Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I. K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106: 14-28.

Schenk F., Valiranta M., Muschitiello F., Tarasov L., Heikkilä M., Björck S., Brandefelt J., Johansson A.V., Näslund J. O., Wohlfarth B. 2018. Warm summers during the Younger Dryas cold reversal. *Nature Communications* 9: 1634.

Shakesby R., Doerr S. 2006. Wildfire as a hydrological and geomorphological agent. *Earth-Science Reviews* 74: 269-307.

van der Hammen T., van Geel B. 2008. Charcoal in soils of the Allerød-Younger Dryas transition were the result of natural fires and not necessarily the effect of an extraterrestrial impact. *Netherlands Journal of Geosciences* 87, 4: 359-361.

Turkowska K. 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia* 57.

Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź.

Turkowska K., Dzieduszyńska D. 2011. Local evidence of landform evolution vs. global changes – a case of Younger Dryas study in the upper Ner Valley system, central Poland. *Geographia Polonica* 84: 147-162.

Turkowska K., Forysiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G. 2004. A Warta River system during the Younger Dryas in the Koło Basin (Middle Poland). *Quaestiones Geographicae* 23: 83-107.

Twardy J., Żurek S., Forysiak J. (red.). 2010. Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.

Summary

The general trend of paleogeographic events is dependent on global climate changes. In the analysis of short geological periods, a large role should be assigned to local conditions, understood both in the regional sense and, above all, at the microscale, i.e. the specificity of sites with different morphological location and lithological properties of the substratum, generating a strictly local course of morphogenetic processes reflected in geological records. In this context, a large role should be assigned to the smallest marks of disturbances. Interpretation difficulties that researchers of the Younger Dryas often encounter result from the small thickness of the sub-surface sediment and its weathering changes. The article shows how a detailed analysis of data from the abiotic sphere can be used to reconstruct the conditions prevailing in short geological periods. The area of study is situated in central Poland in an extraglacial zone of the last Quaternary ice sheet that during the Vistulian remained under periglacial conditions (Fig. 1).

Among the diagnostic properties are: sedimentological palaeohydrological marks, traces of permafrost re-aggradation, oversnow deposits, aeolian specificity and random events. Changes in the hydrological regimes in rivers are reflected in changes in the sedimentary record showing effective floods (Fig. 2) and together with raising of groundwater table registered in biogenic basins point two distinct phases of humidity. Traces of permafrost re-aggradation are scarce and found only in particular localities (e.g., under peatlands), but the environmental context of involutions reported from study sites allow us to conclude a return of frozen substratum (Figs 2, 4). The small-scale fissure and fault network in the deposits of the youngest unit of dry periglacial valleys dated to the Younger Dryas were linked to deposition on patches of frozen snow that lasted for several summers and, afterwards, a collapse of he deposit due to melting (Fig. 5). This process did not require the presence of permafrost. In the aeolian environment, the cool conditions of the Younger Dryas resulted locally in the deposition of thin sand covers (Figs 6, 8), which, in favourable topographic conditions, could even form initial dune ramparts (Fig. 7). In the Younger Dryas environment, morphogenetic processes may have been activated by a random event not necessarily associated with global climatic change. One potential example is traces of wildfires registered in a depositional sequence of the Żabieniec site.