ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA
116 (2024): 37-49
https://doi.org/10.26485/AGL/2024/116/2

FORMY AKUMULACJI EOLICZNEJ NIEAKTYWNEJ DOLINY ŚRODKOWEJ WARTY (POLSKA CENTRALNA)

Aeolian landforms within the inactive valley of the middle Warta River section (Central Poland)

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

Zarys treści. W artykule przedstawione zostały cechy krajobrazu geomorfologicznego zdominowanego przez pokrywy piaszczyste i wydmy znajdujące się w obrębie nieaktywnej doliny środkowej Warty. Szczegółowe kartowanie geologiczne i geomorfologiczne, analiza sedymentologiczna oraz oznaczenia wieku metodami ^{14}C oraz OSL pozwoliły ulokować ich powstawanie na późny vistulian/wczesny holocen oraz na późny holocen. Stwierdzono, że specyfika procesów eolicznych jest wypadkową lokalnych warunków aerodynamicznych, obecności aluwiów i materiału fluwioglacjalnego oraz wilgotności podłoża.

Słowa kluczowe: wydmy, pokrywy eoliczne, struktury sedymentacyjne, oznaczenia wieku, antropopresja, vistulian, holocen

Abstract. The article presents the features of the geomorphological landscape dominated by sand covers and dunes within the inactive middle Warta River valley. Detailed geological and geomorphological mapping, sedimentological analysis and age determinations using ^{14}C and OSL methods allowed their formation to be placed in the late Weichselian/early Holocene and the late Holocene. It was found that the nature of aeolian processes is the result of local aerodynamic conditions, the presence of alluvia and fluvioglacial deposits, and substrate moisture.

Key words: dunes, aeolian covers, sedimentary structures, dating results, human impact, Weichselian, Holocene

Wstęp

Jedną z cech wyróżniających krajobraz geomorfologiczny dużej części Europy jest obecność pokryw piasków eolicznych oraz wydm śródlądowych. Chronostratygrafia osadów i form akumulacji eolicznej została ustanowiona na podstawie badań w Holandii i Danii (m.in. van der Hammen i in. 1967; Maarleveld 1976; Kolstrup 2007) i wiąże ich powstawanie od górnego plenivistulianu po późny vistulian. Osady i formy akumulacji eolicznej są zlokalizowane wzdłuż równoleżnikowo zorientowanego ciągłego pasa (tzw. *European sand belt*) przebiegającego od wybrzeży Belgii i Holandii na zachodzie poprzez Niemcy i Polskę po Białoruś, Ukrainę oraz Litwę, Łotwę i NW Rosję (Zeeberg 1998). Radykalna zmiana warunków środowiskowych, która nastąpiła wraz z końcem vistulianu, zahamowała procesy eoliczne zachodzące wyłącznie z przyczyn naturalnych. Wznowienie aktywności miało miejsce lokalnie w holocenie, na ogół w miejscach niszczenia pokrywy roślinnej na skutek antropopresji (np. Castel i in. 1989; Seppälä 1995; Twardy 2008).

Osady i formy akumulacji eolicznej są powszechnym elementem krajobrazu również w Polsce Środkowej, w tak zwanym regionie łódzkim

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

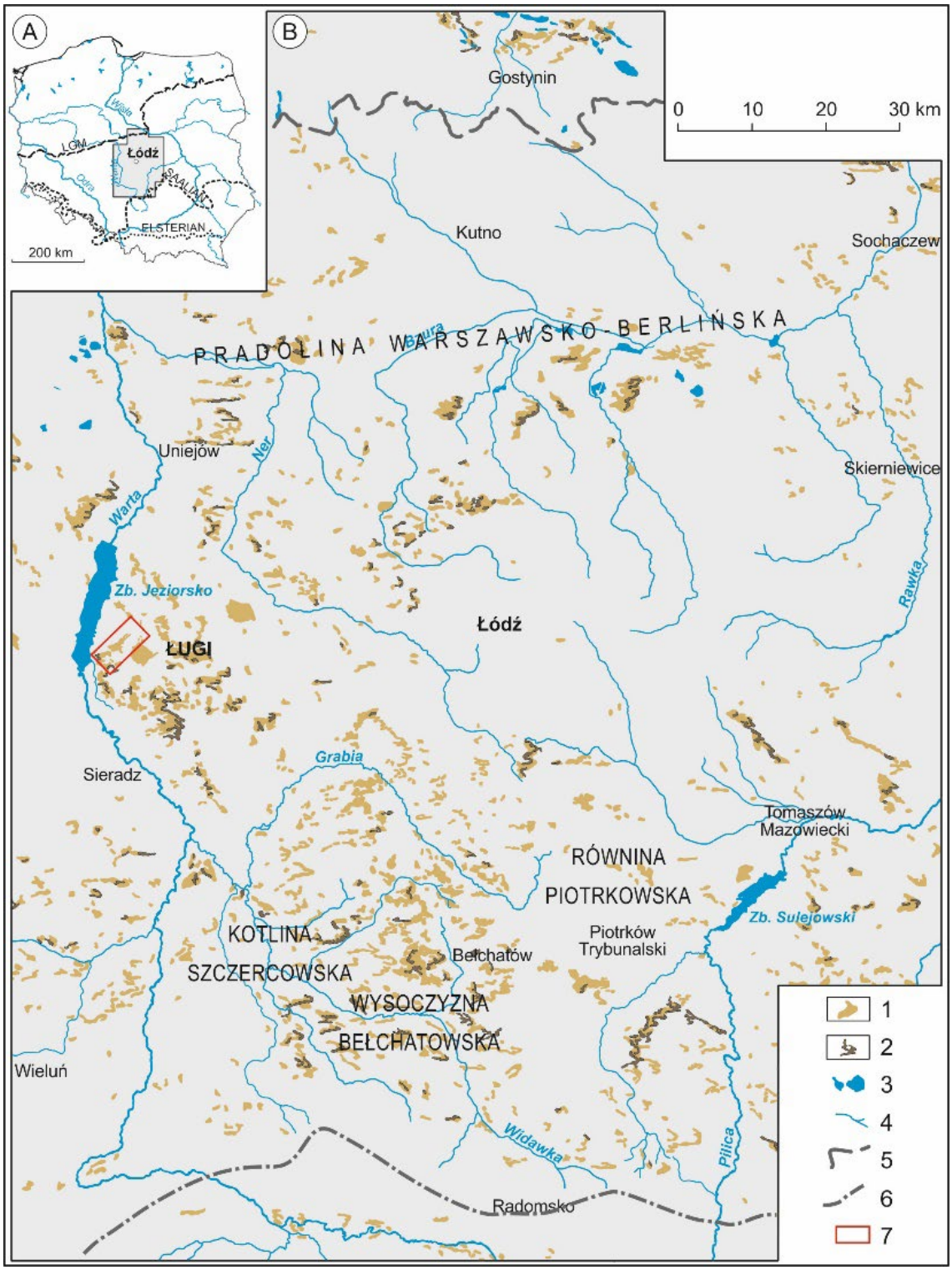
(podstawy stosowania tego określenia zostały omówione przez Turkowską 2006). Zaproponowany przez Goździka (2007) model aktywności eolicznej w Polsce Środkowej zakłada ciągłe procesy – od schyłku stadiału warty zlodowacenia odry przez cały vistulian. Sprzyjały temu takie czynniki środowiska jak zredukowana pokrywa roślinna i jednokierunkowe zachodnie wiatry (Marks i in. 2016) oraz dostępność materiału podlegającego deflacji. Źródłem tego materiału były strefy akumulacji fluwioglacjalnej i fluwialnej peryglacjalnej, osuszane w wyniku dodatniego bilansu erozji (Turkowska 2006). Szczególne nagromadzenie wydm o wysokości względnej dochodzącej do kilkunastu metrów występuje w Kotlinie Szczercowskiej, na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, na Równinie Piotrkowskiej, w dolinie Pilicy, na poziomach terasowych pradoliny warszawko-berlińskiej oraz we wschodniej części doliny środkowej Warty (Gawlik 1970; Krajewski 1977; Manikowska 1985) (rys. 1). Etapy kształtowania form eolicznych są związane z trzema zimnymi fazami późnego vistulianu (Dylikowa 1967; Manikowska 1985). W najstarszym dryasie (17,2––14,2 ka cal BP[2]) miało miejsce przewiewanie piasku i akumulacja warunkowa na obecnością w gruncie odzmarzlinowej wilgoci; był to etap rozwoju roślinności poprzedzający wkroczenie lasu. Starszy dryas (13,5–13,25 ka cal BP) był czasem budowy wyraźnych pagórków kilkunastometrowej wysokości, w środowisku zdominowanym przez tundrę parkową ze zbiorowiskami zimnego stepu. Podczas młodszego dryasu (12,6–11,7 ka cal BP) wzmożona prędkość wiatru na ogołoconych z pokrywy leśnej wydmach skutkowała rozwiewaniem istniejących form, niszczeniem ich części dowietrznych i rozbudowywaniem członów zawietrznych. Wymienione fazy zostały udokumentowane datowaniami radiowęglowymi obecnych w wydmach poziomów gleb kopalnych z faz ociepleń bøllingu i allerødu. W regionie łódzkim zaznaczył się również holoceński okres wydmotwórczy związany przede wszystkim z działalnością człowieka, czego wyrazem są klasycznie wykształcone kilkumetrowe pagórki udokumentowane w pradolinie warszawsko-berlińskiej (Krajewski 1977; Twardy 2008). Z powodu zbyt małej ilości danych geochronologicznych na rysunku rozmieszczenia wydm i pokryw eolicznych w regionie łódzkim (rys. 1B) nie jest możliwe wprowadzenie rozróżnienia wiekowego pomiędzy formy vistuliańskie i holoceńskie.

Teren badań prezentowanych w niniejszym artykule znajduje się w zachodniej części regionu łódzkiego, w dolinie środkowej Warty, na wschód od zbiornika Jeziorsko. Analizowany obszar jest obecnie nieaktywny fluwialnie; jego granice przedstawione są na rysunkach 1 i 2. Mieści się on w strefie staroglacjalnej ukształtowanej przez lądolód stadiału warty zlodowacenia odry, następnie zmodyfikowanej w vistulianie przez procesy zachodzące w środowisku peryglacjalnym, z przewagą procesów fluwialnych.

Na omawianym terenie dolina Warty wycięta jest w prawie płaskiej powierzchni wysoczyznowej zbudowanej z glin lodowcowych i piasków ze żwirami zdeponowanych podczas nasunięcia lądolodu warty. Wypełniona jest ona aluwiami vistuliańskimi budującymi dwa poziomy teras oraz aluwiami holoceńskimi wyścielającymi dno. Początki rozwoju formy dolinnej datują się na fazę recesyjną zlodowacenia, kiedy dolina funkcjonowała jako droga odpływu proglacjalnego ku południowi. Powstało wówczas głębokie rozcięcie sięgające ponad 40 m w stosunku do współczesnej powierzchni (Klatkowa, Załoba 1992), które następnie częściowo zostało wypełnione utworami fluwioglacjalnymi. Pod koniec tego okresu nastąpiła organizacja sieci dolinnej i skierowanie wód ku północy. Rzeka mogła funkcjonować wówczas w swojej obecnej dolinie, ale główny odpływ odbywał się wschodnim szlakiem (Klatkowa, Załoba 1991; Forysiak 2005), który był aktywny do górnego plenivistulianu i formował dolinę wypełnioną osadami fluwialnymi o miąższości przekraczającej 15 m. Ten fragment doliny został następnie pozbawiony przepływu, co miało miejsce zapewne podczas fazy erozji w dolinach rzecznych regionu łódzkiego po recesji zlodowacenia vistuliańskiego (Turkowska 1988). Powierzchnię nieaktywnej już formy dolinnej (geomorfologicznie: dno doliny) pokryły płaty osadów eolicznych akumulowanych u schyłku vistulianu, a zagłębienia zajęły małe, płytkie jeziora lub torfowiska. Szerokość porzuconej części doliny wynosi około 7 km na południu, zwężając się do 3 km na północy, i jest większa od obecnie aktywnej doliny Warty o szerokości od 2,5 km do 3,5 km. Część wschodnia jest odwadniana przez dwa cieki –– Jadwichnę i Pichnę, stąd przyjęte w regionalnej literaturze geomorfologicznej określenie „dolina Jadwichny-Pichny" (Klatkowa, Załoba 1991).

Celem niniejszego artykułu jest przedstawienie cech geomorfologicznych form akumulacji eo-

[2] Chronostratygrafia schyłku vistulianu za: Dzieduszyńska (2019)



Rys. 1. Położenie terenu badań
A – na tle wybranych zasięgów zlodowaceń plejstoceńskich
B – na tle występowania pokryw eolicznych i wydm w regionie łódzkim (wg Turkowskiej 2006, uzupełnione):
1 – pokrywy eoliczne i małe wydmy, 2 – duże wydmy, 3 – zbiorniki wodne, 4 – rzeki, 5 – zasięg zlodowacenia wisły, 6 – zasięg zlodowacenia odry, stadiał warty, 7 – teren badań

Location of study area
A – against extents of selected Pleistocene glaciations
B – against aeolian covers and dunes in Łódź region (based on Turkowska 2006, completed):
1 – aeolian covers with small dunes, 2 – big dunes, 3 – lakes, 4 – rivers, 5 – Vistulian glaciation extent, 6 – Odra (Saalian) glaciation extent, Warta stadial, 7 – study area

licznej – rozległych pól piasków i pagórków wydmowych – znajdujących się w nieaktywnym odcinku doliny Warty. Pola piasków eolicznych w dużym stopniu pokrywają zarówno elementy rzeźby polodowcowej, jak i fluwialnej, zacierając granice między formami. Szczegółowym badaniom poddano dwie wydmy (Jadwichna i Ługi-A) oraz pokrywy eoliczne (profil Lasek).

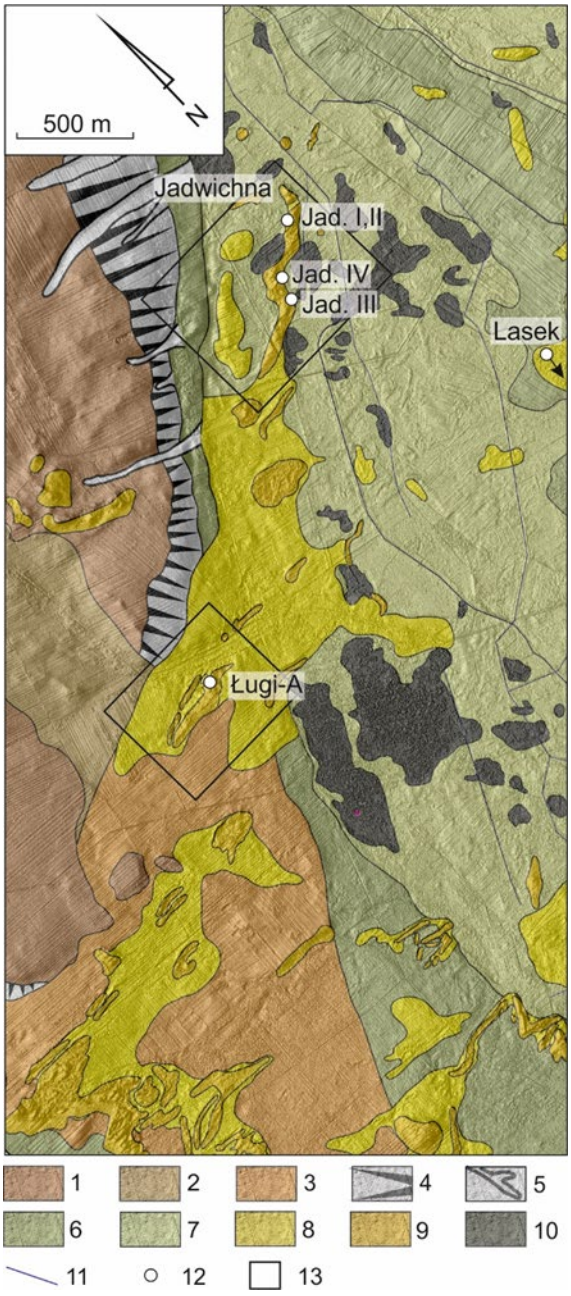
Metody

Prace terenowe obejmowały kartowanie geologiczne i geomorfologiczne. Wykonano 154 wiercenia ręczne do głębokości 4 m przy użyciu świdra ręcznego Eijkelkamp oraz przygotowano sześć odkrywek. Cechy teksturalne i strukturalne osadów zostały przedstawione przy pomocy kodu litofacjalnego wywodzącego się z metody analizy litofacjalnej osadów fluwialnych zaproponowanej przez Mialla (1977), implementowanej do badań środowiska eolicznego przez Zielińskiego i Issmer (2008).

Jedenaście próbek osadów mineralnych zostało wydatowanych metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL). Oznaczenia wieku wykonano w Laboratorium Datowania Luminescencyjnego w Gliwicach według procedury opisanej przez Moskę i in. (2021), zaś wyniki datowań podano zgodnie z rekomendacją laboratorium względem roku 1950 (BP). Metodę radiowęglową zastosowano w celu określenia wieku węgli drzewnych znajdujących się w poziomie glebowym. Analizę wykonano techniką akceleratorową (AMS) w Laboratorium Radiowęglowym w Gliwicach (Piotrowska 2013). Wynik oznaczenia wieku wykalibrowano na podstawie krzywej kalibracyjnej IntCal 20 (Reimer i in. 2020) przy zastosowaniu programu OxCal v4.4.4. (Bronk Ramsey 2009).

Wyniki

Szczegółowe kartowanie geomorfologiczne pozwoliło na wyodrębnienie szeregu form. Wyrównana powierzchnia wysoczyzny morenowej osiąga wysokości 130–140 m n.p.m., z wyraźnie zarysowującym się, skierowanym ku południu korytem wód roztopowych. U wylotu koryta, na wysokości 127 m n.p.m., uformowała się płaska wysoczyzna wodnolodowcowa, której rzędna wynosi 126 m n.p.m. Wysoczyzna morenowa opada stromym i krótkim stokiem w kierunku wschodnim ku nieaktywnej dolinie. W formie tej zaznaczają się fragmenty terasy o wysokości od 121 m n.p.m. do

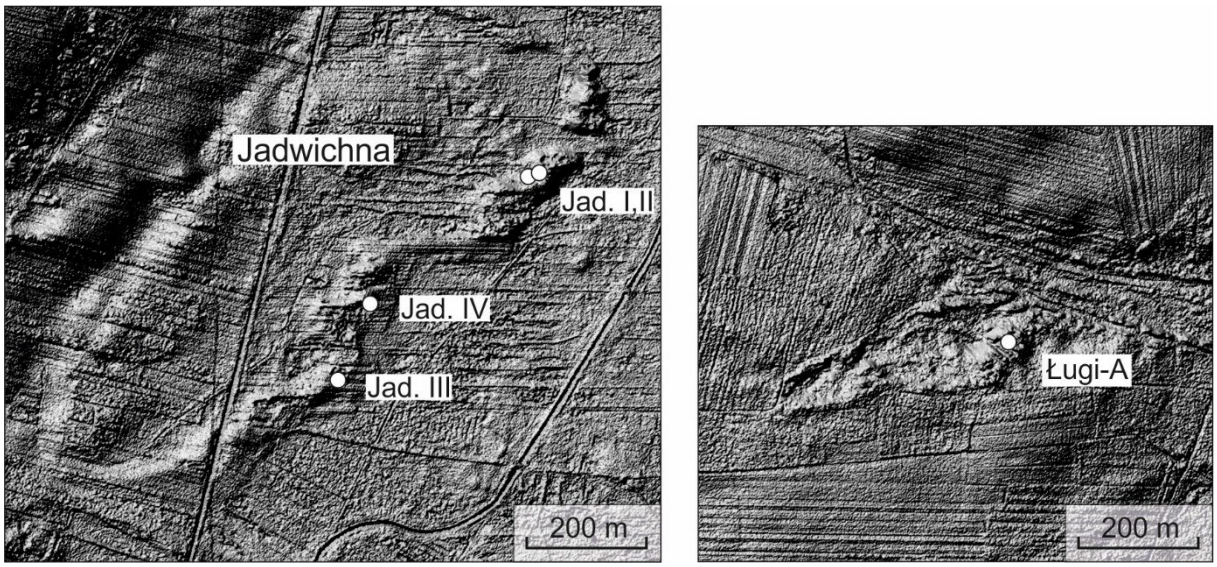


Rys. 2. Wydmy w stanowiskach Jadwichna i Ługi-A na tle sytuacji geomorfologicznej
1 – wysoczyzna morenowa, 2 – koryto wód roztopowych, 3 – wysoczyzna wodnolodowcowa, 4 – stok, 5 – dolina denudacyjna, 6 – terasa, 7 – dno doliny, 8 – pokrywa eoliczna, 9 – wydma, 10 – torfowisko, 11 – cieki, 12 – analizowane stanowiska, 13 – zasięgi numerycznych modeli terenu na rys. 3

Dunes at Jadwichna I and Ługi-A sites against geomorphological features
1 – morainic plain, 2 – channel of melt-out waters, 3 – glaciofluvial plain, 4 – slope, 5 – denudation valley, 6 – terrace, 7 – valley floor, 8 – aeolian cover, 9 – dune, 10 – peatland, 11 – streams, 12 – studied sites, 13 – extent of digital terrain models on Fig. 3

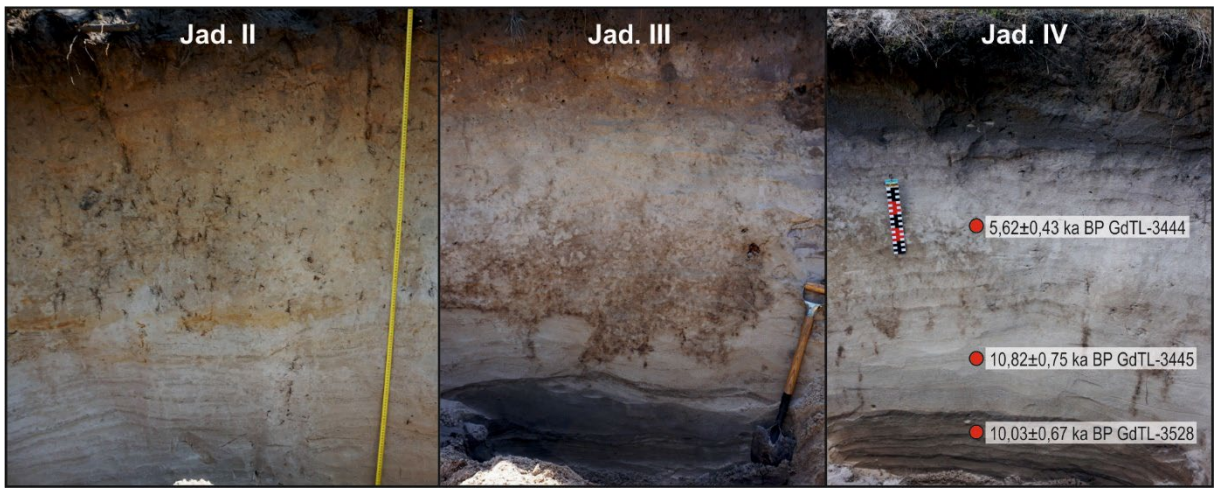
127 m n.p.m. Rzędna dna doliny wynosi od 120 m n.p.m. do 123 m n.p.m. Pod względem hipsometrycznym elementy doliny wykazują spadek ku północy. Znajdujące się w dnie doliny torfowiska nie wyodrębniają się morfologicznie. Bardzo słabo wyrażone są w rzeźbie rozległe pokrywy eoliczne, natomiast wyraźne urozmaicenie morfologiczne stanowią pagórki wydmowe. Wydmy najczęściej uformowały się w obrębie pól piasków eolicznych, ale także bezpośrednio na podłożu osadów dna doliny lub polodowcowych (rys. 2). Wydmy przybierają kształty wałów, nieregularnych pagórów, niekiedy form zbliżonych do parabolicznych. Ich wysokości osiągają zazwyczaj około 2–3 metry.

Wydma Jadwichna stanowi wydłużony wał o przebiegu SW-NE (rys. 3), długości około 900 m i wysokości 3 m powstały na dnie doliny. W formie tej przygotowane zostały cztery odsłonięcia: dwa we wschodniej – dystalnej jej części (rys. 4) i dwa w części północnej (rys. 4, 5). W odsłonięciu Jad. I przeprowadzono analizę litofacjalną (rys. 5). W dolnej części profilu (0,5 m) występuje zespół litofacji zdominowany przez piaski warstwowane horyzontalnie (Sh), którym towarzyszą litofacje piasków pylastych oraz piasków z niewielką domieszką żwiru o warstwowaniu horyzontalnym (SFh, SGh). Powyżej występuje około 0,3 m litofacja piasków średnio- i gruboziarnistych o dużokątowym przekątnym war-



Rys. 3. Numeryczny model terenu wydm Jadwichna i Ługi-A

Digital terrain model of Jadwichna and Ługi-A dunes

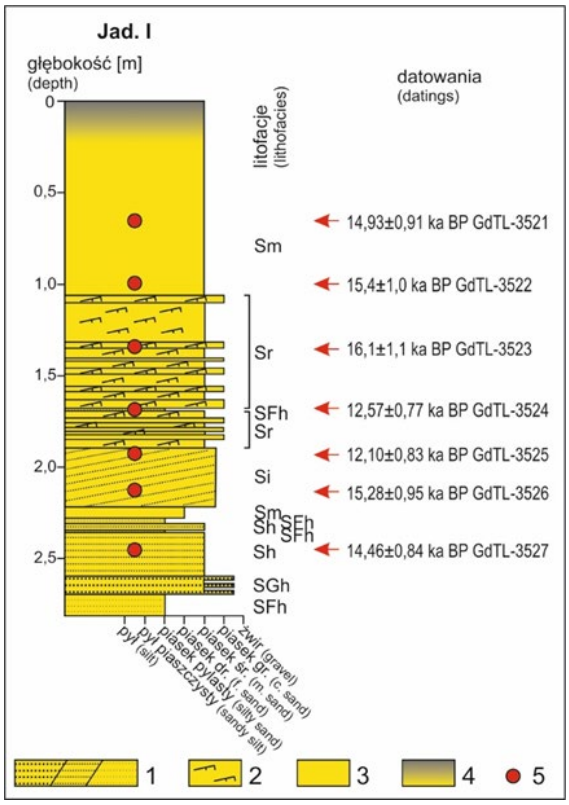


Rys. 4. Odsłonięcia Jad. II-IV w wydmie Jadwichna
Czerwonymi kropkami zaznaczono lokalizację datowań OSL (*fot. J. Petera-Zganiacz 2019*)

Outcrops Jad. II-IV in the Jadwichna dune
OSL dating locations marked with red dots

stwowaniu tabularnym (Si). Powyżej znajduje się zespół litofacji zdominowany przez przekątną laminację riplemarkową powstałą w piaskach średnio- i gruboziarnistych (Sr). Górną część profilu budują piaski średnioziarniste o niemożliwych do odczytania cechach strukturalnych, które uległy zniszczeniu na skutek działania procesów glebotwórczych.

W odsłonięciu Jad. I wykonano siedem datowań metodą OSL (rys. 5), które dały wyniki wskazujące na okres późnego vistulianu. Wyniki te układają się od spągu ku stropowi: 14,46± 0,84 ka BP (GdTL-3527), 15,28±0,95 ka BP (GdTL-3526), 12,10±0,83 ka BP (GdTL-3525), 12,57±0,77 ka BP (GdTL-3524), 16,1±1,1 ka BP (GdTL-3523), 15,4±1,0 ka BP (GdTL-3522) oraz 14,93±0,91 ka BP (GdTL-3521). Znacznie młodszy, holoceński wiek uzyskano dla osadów z niewielkiego odsłonięcia Jad. IV zlokalizowanego w dystalnej części wydmy (rys. 3, 4): 10,03±0,67 ka BP (GdTL-3528), 10,82±0,75 ka BP (GdTL-3445) oraz 5,62±0,43 ka BP (GdTL-3444).



Rys. 5. Profil litofacjalny w wydmie Jadwichna (Jad. I)
1 – warstwowanie horyzontalne, 2 – laminacja riplemarkowa, 3 – struktura masywna, 4 – poziom próchniczny, 5 – lokalizacja datowań OSL

Lithofacial profile in the Jadwichna dune (Jad. I)
1 – horizontal stratification, 2 – ripple lamination, 3 – massive structure, 4 – humus horizon, 5 – location of OSL datings

Druga szczegółowo badana **wydma (Ługi-A)** położona jest w kompleksie niewielkich pagórków o zróżnicowanych kształtach – skupisk kopczyków i pojedynczych wałów (fot. 1) – uformowanych na rozległej pokrywie eolicznej podścielonej osadami fluwioglacjalnymi lub fluwialnymi (rys. 2). Formy mają od 2 m do ponad 5 m wysokości, długość wałów sięga 35 m. Niektóre z pojedynczych pagórków są asymetryczne, ze stokiem dowietrznym o ekspozycji południowej i zawietrznym zwróconym ku północy. Pokrywa eoliczna pod wydmą Ługi-A ma miąższość zaledwie około 0,5 m, a wysokość samej wydmy wynosi 1,6 m. Podłoże osadów eolicznych stanowią w tym miejscu różnoziarniste piaski ze żwirami o genezie fluwioglacjalnej (rys. 6). Strop tych osadów obfituje w klasty frakcji grubożwirowej lub kamienistej, które noszą ślady obróbki eolicznej. Dolna część serii eolicznej o miąższości około 0,5 m zbudowana jest z piasków średnioziarnistych o strukturze masywnej (Sm), w której rozwinęła się gleba. Wynik datowania OSL piasków wskazał wiek 10,0±0,07 ka BP, natomiast wynik datowania ^{14}C węgli drzewnych z poziomu glebowego to 0,98±0,03 ka BP (68,3% prawd.: 0,926–0,801 cal ka BP). Pozostałe 1,6 m profilu reprezentują litofacje piasków grubo- i średnioziarnistych oraz średnio- i drobnoziarnistych o strukturze masywnej (Sm). Na głębokości od około 1,2 m do 1,55 m występują węgle drzewne. Obecnie obserwowana masywna struktura osadów jest najprawdopodobniej wynikiem działania procesów glebowych. Dwie daty OSL określające wiek wydmy – uzyskana dla osadów zalegających bezpośrednio nad kopalną glebą oraz dla osadów ze środka profilu – wskazują na wiek późnoholoceński, odpo-

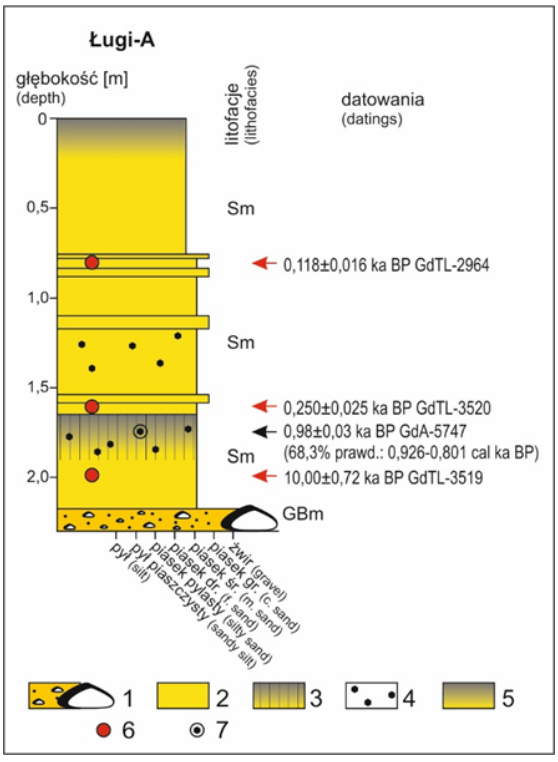
Fot. 1. Kompleks holoceńskich pagórków wydmowych w sąsiedztwie wydmy Ługi-A (*fot. M. Felcenloben 2017*)

Complex of the Holocene dune hillocks near Ługi-A dune

wiednio: 0,250±0,025 ka BP (GdTL-3520) oraz 0,118±0,016 ka BP (GdTL-2964).

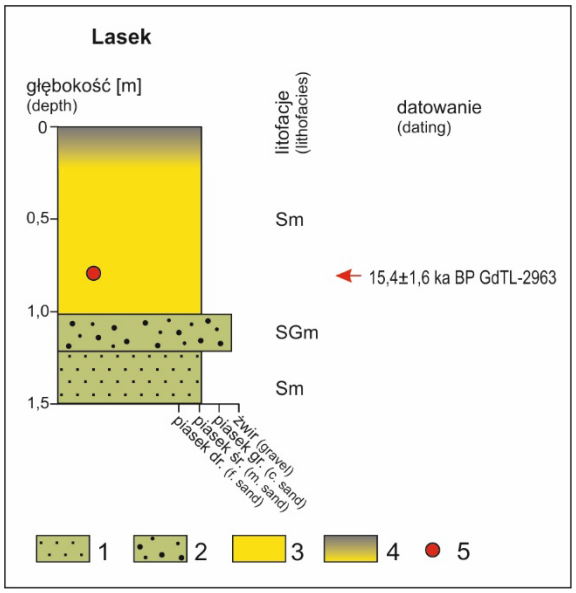
Kartowanie geologiczne i geomorfologiczne pozwoliło stwierdzić obecność rozległych, względnie ciągłych pokryw piaszczystych zajmujących obszary o zróżnicowanej budowie geologicznej, genezie i rzeźbie. Ich miąższość zazwyczaj nie przekracza 1 m. Cechy sedymentologiczne pokryw eolicznych ilustruje **odsłonięcie Lasek** sięgające niespełna 1,5 m głębokości (rys. 7).

W dolnej części odsłonięcia odnotowano osady fluwialne: piasek średnio- i drobnoziarnisty o strukturze masywnej zwieńczony litofacją piasków ze żwirem także o strukturze masywnej. Materiał budujący pokrywę eoliczną obejmuje 1,05 m i reprezentowany jest przez masywne piaski średnioziarniste. Z próbki pobranej na głębokości 0,8 m uzyskano wiek metodą OSL 15,4±1,6 ka BP (GdTL-2963).



Rys. 6. Profil litofacjalny Ługi-A
1 – fluwioglacjalne masywne piaski ze żwirami i graniakami eolicznymi, 2 – masywne piaski eoliczne, 3 – poziom gleby kopalnej, 4 – węgle drzewne, 5 – poziom próchniczny, 6 – lokalizacja datowań OSL, 7 – lokalizacja datowania ^{14}C

Ługi-A lithofacial profile
1 – glaciofluvial massive sand with gravels and eologlyptoliths, 2 – massive aeolian sand, 3 – fossil soil horizon, 4 – charcoal, 5 – humus horizon, 6 – location of OSL datings, 7 – location of ^{14}C dating



Rys. 7. Profil litofacjalny Lasek
1 – piaski masywne, rzeczne, 2 – masywne piaski ze żwirami, rzeczne, 3 – piaski eoliczne, 4 – poziom gleby kopalnej, 5 – lokalizacja datowania OSL

Lasek lithofacial profile
1 – fluvial massive sand, 2 – fluvial massive sand with gravels, 3 – massive aeolian sand, 4 – humus horizon, 5 – location of OSL dating

Interpretacja i dyskusja

W początkowym okresie formowania północnego krańca wydmy Jadwichna procesy sedymentacyjne prowadziły do powstawania form depozycyjnych o charakterze płaskich powierzchni. W przypadku kiedy płaskie powierzchnie budowane były przez drobne osady, sedymentacja zachodziła przy dużym udziale depozycji z zawiesiny, a pojawienie się laminacji świadczy o rytmicznym transporcie przypowierzchniowym w warunkach słabego wiatru o prędkości około 4 m/s (Zieliński, Issmer 2008). O formowaniu płaskich powierzchni utworzonych przy działaniu silnego wiatru (kilkanaście m/s), kiedy materiał transportowany był głównie saltacyjnie oraz w zawiesinie przypowierzchniowej, świadczy obecność litofacji Sh i SGh. W takich warunkach dynamicznych mogło także dochodzić do rozwiewania powierzchni i miejscowego zastępowania procesów akumulacyjnych deflacyjnymi. W kolejnym etapie nastąpiło wkroczenie mezoform w postaci megariplemarków, które w zapisie sedymentacyjnym manifestują się obecnością przekątnego warstwowania dużokątowego (Si). Transport osadu miał charakter saltacyjny, a depozycja zachodziła w subśrodowisku zawietrznym. Następnie subśrodowisko zawietrzne zostało zastąpione dowietrznym, co wskazuje na aktywność/wędrówkę formy. Powstawały riplemarki wstępujące, które są małymi formami depozycyjnymi, typowymi dla powierzchni dowietrznych wydm; dość powszechna jednorodność teksturalna poszczególnych lamin powoduje, że bywają one słabo czytelne (Zieliński, Issmer 2008). Przewarstwienia grubego piasku o strukturze masywnej, często tworzącego soczewki jest świadectwem zwiększenia siły wiatru, rozwiewania riplemarków i formowania powierzchni płaskich. Soczewkowate nagromadzenia grubszego osadu z naprzemianległymi laminami osadu drobniejszego mówią o szybko zmieniających się warunkach aerodynamicznych.

Wyniki datowań OSL wskazują na schyłek vistulianu jako okres formowania wydmy Jadwichna, jednak trzy daty z górnej części profilu pokazują wiek starszy (rys. 5). Przyczyną inwersji dat może być szybki transport i depozycja, co skutkowało tym, że materiał mógł nie zostać wyzerowany. Ponadto nie można wykluczyć, że procesy eoliczne zachodziły intensywniej w zimnej części roku (Zieliński 2016).

O holoceńskiej aktywności wydmy Jadwichna informuje sytuacja udokumentowana w odsłonięciu Jad. IV. W tej części formy sekwencja dat OSL układa się od wczesnego po środkowy holocen (rys. 4). Wczesnoholoceńską aktywność eoliczną stwierdzono także w obrębie pokryw eolicznych. Datowanie OSL uzyskane w stanowisku Ługi-A z pokrywy eolicznej podścielającej małą wydmę dało wynik około 10 ka BP (rys. 6), co świadczy o przewiewaniu pokryw jeszcze na początku holocenu.

Bardzo młody etap morfogenezy eolicznej, którego początek datowany jest na podstawie wyniku datowania OSL na około 0,25 ka BP, udokumentowano na podstawie odsłonięcia Ługi-A. Masywny charakter osadów budujących tę formę uniemożliwia identyfikację subśrodowisk sedymentacyjnych (rys. 6). Zmienność dynamiki środowiska eolicznego musiała być niewielka, w większości profilu dominuje piasek średnioziar-

nisty, tylko kilka przewarstwień piasku o większej frakcji informuje o epizodach intensyfikacji procesów eolicznych. Ich osłabienie musiało nastąpić po 0,18 ka BP, kiedy deponowane były piaski drobno- i średnioziarniste.

W badanym terenie znajduje się wiele wyraźnych pozytywnych form eolicznych. W równinnym krajobrazie są one łatwo dostrzegalne, a szczególnie wyodrębniają się w rzeźbie dna nieaktywnej doliny (rys. 2, 3). Zajmują one jednak dość małe powierzchnie, w przeciwieństwie do pokryw eolicznych. Formy te są zazwyczaj zwarte i osiągają powierzchnię kilkuset hektarów. Identyfikację pokryw eolicznych na obszarze dna nieaktywnej doliny – poza rozpoznaniem geologicznym – ułatwia obserwacja szaty roślinnej; pomimo niewielkiej miąższości piasków eolicznych ich obecność wpływa na stosunki wilgotnościowe w gruncie i warunkuje obecność gatunków roślinności ubogich i piaszczystych muraw (fot. 2).

Pokrywy eoliczne w regionie łódzkim formowały się od najstarszego dryasu (Dzieduszyńska i in. 2019). Wiek sięgający tego okresu uzyskano także dla osadów odsłonięcia Lasek (rys. 7). Jest prawdopodobne, że spągowa część osadów eolicznych udokumentowanych w Jadwichnie wiąże się również z kształtowaniem się pokryw. Udokumentowane struktury sedymentacyjne powstawały w warunkach płaskiej powierzchni, a takie formy depozycyjne mogą być związane nie tylko z dowietrznym subśrodowiskiem wydmowym (Zieliński, Issmer 2008; Zieliński 2016), ale także z depozycją w obrębie pokryw eolicznych (Goździk 1998).

W przypadku pokryw eolicznych o niewielkiej miąższości niemożliwa jest strukturalna analiza sedymentologiczna. Struktury sedymentacyjne są niewidoczne – zapewne zniszczone na skutek działania procesów glebowych, bioturbacji itp. (Twardy 2008). Nie można jednak wykluczyć, że pierwotna struktura osadu była masywna, co zdarza się w przypadku formowania tego typu osadów (Goździk 1998). Jeżeli w procesie depozycyjnym uczestniczyła pokrywa śnieżna, na której osadzał się nawiany materiał, to po stopnieniu śniegu tworzyła się struktura masywna (Zieliński 2016).

Na formowanie wydm i pokryw eolicznych miały wpływ warunki globalne/regionalne wynikające z rytmu zmian klimatycznych późnego vistulianu, które pociągały za sobą zmiany kolejnych elementów środowiska, takie jak: degradacja zmarzliny i osuszanie powierzchni terenu, reorganizacja systemów rzecznych czy stokowych. Procesy eoliczne zależą w oczywisty sposób od cech aerodynamicznych klimatu, przede wszystkim prędkości i kierunku wiatru (m.in. Dylikowa 1969; Krajewski 1977; Nowaczyk 1986; Goździk 1991, 2007). U schyłku vistulianu dominowały wiatry z sektora zachodniego, ale kierunek wiatru lokalnie mógł być modyfikowany przez ukształtowanie terenu poprzez wymuszenie depozycji na zboczach dowietrznych, powstawanie cieni aerodynamicznych warunkowanych przez topografię, ale także powstawanie stref tranzytowych transportu eolicznego (Maruszczak 1958; Buraczyński 1993; Klatkowa 1996; Zieliński 2016). Istotnymi czynnikami, od których zależy charakter procesów eolicznych, są także cechy obszarów alimentacyjnych i litologia podłoża (np. Dylikowa 1969; Krajewski 1977; Nowaczyk 1986; Izmaiłow 2001; Zieliński 2016).

W analizowanym obszarze przebieg procesów eolicznych modelowały czynniki lokalne, takie jak: (1) dostęp do aluwiów budujących terasę wysoką w dolinie Warty i nieaktywną dolinę oraz osadów fluwioglacjalnych, które łatwo mogły być włączone w system eoliczny, (2) litologia podłoża i warunki wilgotnościowe, które sprzyjały większej dynamice procesów eolicznych na płaskich obszarach równin wodnolodowcowych i teras, a na terenie dna nieaktywnej doliny mogły wpływać hamująco na rozwój procesów eolicznych i ograniczać ekspansję tego środowiska depozycyjnego, (3) rzeźba terenu, która modyfikowała kierunek transportu eolicznego. Formy eoliczne grupują się w obrębie równoleżnikowego obniżenia terenu między wysoczyznami morenowymi po zachodniej stronie nieaktywnej doliny, a po wkroczeniu na obszar nieaktywnej doliny ułożenie form sugeruje modyfikację kierunku transportu ku północnemu wschodowi i północy.

Na czynniki warunkujące rozwój najmłodszych, holoceńskich form decydujący wpływ miała działalność gospodarcza i odlesienie obszarów o podłożu podatnym na uruchomienie procesów eolicznych (Twardy 2008). Datowanie węgli drzewnych w podłożu wydmy Ługi-A (rys. 6) wskazuje na okres wczesnego średniowiecza. Nie wiadomo, czy ich obecność w osadzie jest skutkiem naturalnych pożarów, ale zważywszy na preferencje ówczesnej ludności ukierunkowane na eksploatację suchych geosystemów (Twardy i in. 2018), nie można wykluczyć pożarów intencjonalnych wynikających ze sposobu gospodarowania. Początek formowania wydmy Ługi-A przypada na okres rozwoju osadnictwa olęderskiego w Polsce. Osadnicy zajmowali mało urodzajne tereny, najczęściej bagniste, ale także piaszczyste, porośnięte lasami (Twardy i in. 2018). Odlesienie takich tere-

Fot. 2. Pokrywa eoliczna w dnie nieaktywnej doliny Warty (*fot. M. Zawadzki 2017*)

Aeolian cover in the bottom of inactive Warta valley

nów sprzyjało aktywowaniu procesów morfogenetycznych. W trakcie prac terenowych nie natrafiono na żadne artefakty, na podstawie których można by wnioskować o sposobie użytkowania terenu przez człowieka.

Podsumowanie

Rozpoznanie form eolicznych nieaktywnej doliny Warty pozwoliło na szczegółowe odtworzenie dynamiki środowiska późnego vistulianu, z kontynuacją naturalnych procesów we wczesnym holocenie, oraz na ocenę efektów procesów indukowanych antropogenicznie. Podkreślić należy rozpoznanie pokryw eolicznych, które skutecznie maskują elementy zastanej rzeźby fluwioglacjalnej i fluwialnej. W regionie łódzkim pokrywy eoliczne są szczególnie dobrze rozwinięte w Kotlinie Szczercowskiej, gdzie późnovistuliańskie formacje piaszczyste, nazywane przez Goździka (1998, 2000) piaskami pokrywowymi, osiągają kilkumetrową miąższość. Poza tym szczególnym przypadkiem ich miąższości są małe, często nie uwzględniane na arkuszach Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, co skutkuje niedoszacowaniem powierzchni przez nie zajmowanych i, co za tym idzie, pomijaniem ich roli w morfogenezie regionu (Twardy 2008; Dzieduszyńska i in. 2019). W świetle uzyskanych wyników badań pokrywy piaszczyste rysują się jako małoskalowy, ale istotny w kontekście percepcji geomorfologicznej element krajobrazu uformowanego podczas późnego vistulianu w Polsce Środkowej. Biorąc jednak pod uwagę udokumentowaną aktywność eoliczną podczas holocenu warunkowaną czynnikami naturalnymi bądź antropogenicznymi, z dużą ostrożnością należy podchodzić do traktowania form eolicznych jako istotnego elementu diagnostycznego późnego vistulianu w Polsce Środkowej.

Dziękujemy anonimowym Recenzentom za cenne uwagi do artykułu.

Literatura

Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1): 337--360.

Buraczyński J. 1993. Rozwój procesów eolicznych piętra wisły na Roztoczu i Kotlinie Sandomierskiej. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.

Castel I., Koster E.A., Slotboom R. 1989. Morphogenetic aspects and age of Late Holocene eolian drift sands in Northwest Europe. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33: 1-26.

Dylikowa A. 1967. Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 353-371.

Dylikowa A. 1969. Problematyka wydm śródlądowych w świetle badań strukturalnych. W: R. Galon (red.) Procesy i formy wydmowe w Polsce. *Prace Geograficzne IG PAN* 75: 39-74.

Dzieduszyńska D.A. 2019. Timing of environmental changes of the Weichselian decline (18.0–11.5 ka cal BP) using frequency distribution of ^{14}C dates for the Łódź region, Central Poland. *Quaternary International* 501, Part A: 135-146.

Dzieduszyńska D.A., Petera-Zganiacz J., Forysiak J. 2019. Properties of the aeolian covers in extraglacial part of the last Vistulian ice sheet limit. W: A. Börner, H. Hüneke, S. Lorenz (red.) Field Symposium of the INQUA PeriBaltic Working Group "From Weichselian Ice-Sheet Dynamics to Holocene Land Use Development in Western Pomerania and Mecklenburg". Abstract Volume. Scientific Technical Raport STR 19/01, Potsdam: German Research Centre for Geosciences: 25-27.

Forysiak J. 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90.

Gawlik H. 1970. Geomorfologia Kotliny Szczercowskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 26.

Goździk J. 1991. Sedimentological record of aeolian processes from the upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Upper Vistulian in Central Poland. *Zeitschrift fur Geomorphologie N.F*., *Supplmentband* 90: 51-60.

Goździk J. 1998. Struktury sedymentacyjne w eolicznych piaskach pokrywowych w Polsce. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Uniwersytet Warszawski, Warszawa: 167-191.

Goździk J. 2000. Aeolian cover sands in the south--eastern part of the Lodz region. W: R. Dulias, I. Pełka-Gościniak (red.) Aeolian Processes in Different Landscape Zones. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, Sosnowiec: 80-88.

Goździk J. 2007. The Vistulian aeolian succession in central Poland. *Sedimentary Geology* 193: 211-220.

Izmaiłow B. 2001. Typy wydm śródlądowych w świetle badań struktury i tekstury ich osadów (na przykładzie dorzecza górnej Wisły). Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.

Klatkowa H. 1996. Uwagi o relacji między seriami eolicznymi a ich podłożem w środkowej Polsce. W: T. Szczypek, J.M. Waga (red.) *Współczesne oraz kopalne zjawiska i formy eoliczne, wybrane zagadnienia*. Sosnowiec: 65-75.

Klatkowa H., Załoba M. 1991. Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Instytut Badań Czwartorzędu Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań: 33-44.

Klatkowa H., Załoba M. 1992. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Warta. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

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

Krajewski K. 1977. Późnoplejstoceńskie i holoceńskie procesy wydmotwórcze w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 39.

Maarleveld G.C. 1976. Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the last glacial time in the Netherlands. *Biuletyn Peryglacjalny* 26: 57-78.

Manikowska B. 1985. O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej. *Acta Geographica Lodziensia* 52.

Marks L., Gałązka D., Woronko B. 2016. Climate, environment and stratigraphy of the last Pleistocene glacial stage in Poland. *Quaternary International* 420: 259-271.

Maruszczak H. 1958. Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich. W: R. Galon (red.) *Wydmy śródlądowe Polski*, cz. II. PWN, Warszawa: 61-79.

Miall A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13: 1-62.

Moska P., Bluszcz A., Poręba G., Tudyka K., Adamiec G., Szymak A., Przybyła A. 2021. Luminescence dating procedures at the Gliwice Luminescence Dating Laboratory. *Geochronometria* 48: 1-15.

Nowaczyk B. 1986. Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie. Seria Geografia 28. Wyd. Naukowe Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań.

Piotrowska N. 2013. Status report of AMS sample preparation laboratory at GADAM Centre, Gliwice, Poland. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 294: 176-181.

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., Van Der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal BP). *Radiocarbon* 62(4): 725-757.

Seppälä M. 1995. Deflation and redeposition of sand dunes in Finnish Lapland. *Quaternary Science Reviews* 14: 799-809.

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

Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.

Twardy J. 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.

Twardy J., Forysiak J., Kittel P. 2018. Okresy wzmożonej antropopresji na obszarze Polski Środkowej w świetle badań holoceńskich osadów eolicznych, stokowych, rzecznych i torfowiskowych. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 119-136.

van der Hammen T., Maarleveld G.C., Vogel J.C., Zagwijn W.H. 1967. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 46: 79-95.

Zeeberg J. 1998. The European sand belt in eastern Europe – and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas* 27: 127-139.

Zieliński P. 2016. Regionalne i lokalne uwarunkowania późnovistuliańskiej depozycji eolicznej w środkowej części europejskiego pasa piaszczystego. Wyd. Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.

Zieliński P., Issmer K. 2008. Propozycja kodu genetycznego osadów środowiska eolicznego. *Przegląd Geologiczny* 51(1): 67-72.

Summary

Studies on the landforms of aeolian accumulation such as sand covers and dunes were carried out in the middle Warta River valley, in an area formed during the Saalian glaciation and later transformed in the Weichselian under periglacial conditions. Palaeogeographically, the study area was shaped by glacial and fluvioglacial processes and then, as a result of the arrangement of the valley network, was subject to fluvial morphogenesis. A section of the Warta valley where the river abandoned its channel in the Upper Plenivistulian was covered with patches of aeolian sediments during the late Weichselian (Figs. 1, 2). In order to reconstruct the palaeoenvironment, a detailed geological and geomorphological mapping of just such an inactive area of the valley was carried out, as well as sedimentological analyses and age determination using the ^{14}C and OSL methods in outcrops in two dune hillocks (Jadwichna and Ługi-A) and in the aeolian cover (Lasek profile) (Fig. 3).

The aeolian cover has the character of extensive, relatively continuous surfaces of up to 1 m thick that are composed primarily of massive medium- and fine-grained sands lying on fluvial or fluvioglacial sediments. The dunes are up to several meters high. Their immediate substrate is the aeolian cover. The dating results indicate late Weichselian or late Holocene time of aeolian activity. Sedimentological analysis in the outcrops of the Jadwichna dune allowed for the reconstruction of the stages of late Weichselian aeolian activity, recognition of accumulation phases material and dynamic phases leading to surface destruction and dune migration. The morphological activity within the aeolian cover continued from the Oldest Dryas to the beginning of the Holocene. The Ługi-A dune is an example of the activetion of processes in the late Holocene. Blurring of the structures makes it impossible to identify sedimentation conditions; the dominance of medium-grained sand indicates low-energy environmental conditions. The formation of the complex of hillocks to which this dune belongs is associated with the development of the Olęder settlement in Poland.

It was found that the course of aeolian processes was modeled by local factors such as: (1) access to alluvium building the high terrace of the Warta and the inactive valley, as well as fluvioglacial sediments, which could easily have contributed to the aeolian system, (2) subsurface lithology and moisture conditions which in the area of the inactive valley bottom could have terminated the aeolian processes and limited the expansion of this environment, (3) topography, which modified the direction of aeolian transport towards the north-east and north.