

ZAPIS HOLOCENŃSKICH PROCESÓW EOLICZNYCH W OSADACH WYBRANYCH JEZIOR KOPALNYCH I TORFOWISK CENTRALNEJ POLSKI

Record of Holocene aeolian processes in deposits of selected palaeolakes and peatlands in Central Poland

JULIUSZ TWARDY*, JACEK FORYSIAK*

Zarys treści. Artykuł przedstawia związki przestrzenne wydmy i obszarów mokradłowych w centralnej Polsce oraz zapis aktywności eolicznej w osadach biogenicznych. Interakcję wydmy i sąsiadujących z nimi torfowisk rozpatrzono dla holocenu, nawiązując do chronologii archeologicznej. Przedstawione stanowiska z środkowej Polski dobrze ilustrują zapis wzbudzanego antropogenicznie zmian, jak też reakcję na te zmiany w geosystemach mokradłowych. Osady eoliczne składane były w postaci mięszszych warstw w osadach biogenicznych w strefie styku wydmy i mokradła lub cieńszych wkładek i domieszek – w innych częściach badanych torfowisk. Dla młodszej części holocenu okresy zintensyfikowanych procesów eolicznych odniesiono do etapów tzw. antropogenicznej fazy wydmotwórczej.

Słowa kluczowe: torfowisko, wydmy i pola piasków eolicznych, holocen, antropopresja, środkowa Polska

Abstract. The article is focused on considerations on spatial relationships between dunes and wetlands in Central Poland and also on aeolian record in organic deposits. The interactions between dunes and neighboring peatlands have been analysed for the Holocene, according to the archaeological chronology. The presented sites illustrate well the record of human induced processes as well as the reaction of wetland ecosystems. Aeolian deposits were deposited as thick layers within biogenic sediments at the contact zone of dunes and wetlands and as thinner interlamination or admixtures in other parts of the studied peatlands. For the Late Holocene, periods of intensified interaction between aeolian processes and peatland have been related to stages of the so-called human-induced dune forming phase.

Key words: peatlands, dunes, aeolian sand covers, Holocene, human impact, Central Poland

Wprowadzenie

Na obszarze Niżu Środkowopolskiego wśród form geomorfologicznych ukształtowanych w późnym wistulianie duże rozprzestrzenienie mają równiny torfowisk i akumulacyjne formy eoliczne, w postaci wydmy i pól piaszczystych. Zarówno obszary mokradłowe, jak i formy eoliczne funkcjonowały również w holocenie, kiedy to modyfikacji podlegały ich cechy morfologiczne i litologiczne. W tym okresie, poza czynnikami naturalnymi, coraz silniej do ewolucji mokradła i wydmy przyczyniała się działalność człowieka. Łatwo spostrzec, że pomiędzy wspomnianymi grupami form istnieją ściśle związki przestrzenne. Dlatego dalszego wyja-

śnienia wymaga problem zależności pomiędzy położeniem wydmy i pól piaszczystych a mokradłami, jak też interakcji zachodzących między procesami eolicznymi i zabagnianiem terenu w strefach kontaktu tworzących się i funkcjonujących form. Istnieje stosunkowo bogate piśmiennictwo z zakresu tej problematyki, zarówno z obszaru środkowej Polski (m.in.: Dylikowa 1958, 1967; Wasylikowa 1964; Gawlik 1970; Krajewski 1977a, 1997), jak i terenów przyległych (m.in.: Kobendza 1961; Tobolski 1966; Rotnicki 1970). Publikacje te dotyczą jednak głównie etapu późnowistuliańskiego, zaś intencją autorów niniejszej pracy jest ukazanie morfologicznych i geologicznych efektów zdarzeń indukowanych działalnością człowieka w holocenie.

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: juliusz.twardy@geo.uni.lodz.pl, jacek.forysiak@geo.uni.lodz.pl

Późnovistuliańskie procesy eoliczne zostały zakończone w wyniku ekspansji roślinności zielonej i formacji leśnych na początku okresu preborealnego, jednak kolonizacja tych ubogich siedlisk trwała zapewne znacznie dłużej niż w przypadku żyznych, wilgotnych dolin rzecznych, a nawet wysoczyzn. Świadczyć o tym mogą znacznie wyższe sumy pyłku roślin zielonych na początku okresu preborealnego w stanowiskach Witów (Wasylikowa 1964) i Rąbień (Balwierz 2005), w porównaniu do zapisu zmian roślinności w torfowisku Wilczków (Obremska 2012) czy Żabieniec (Balwierz 2010). Z powodu słabszej zwartości szaty roślinnej, przemieszczanie materiału eolicznego z górnych partii wydym w kierunku ich podnóża i przedpola zaznaczało się jeszcze w okresie preborealnym. Jeśli na przedpolu wydym funkcjonowały zbiorniki akumulacji biogenicznej, tak jak w Witowie czy Rąbieniu, to w osadach biogenicznych znajduje się materiał dostarczony przez transport eoliczny. W Witowie udokumentowane są osady na stoku wydmy, który podlegał zabagnianiu lub okresowemu zalewaniu wodami jeziora. Do okresu preborealnego zaliczona została tu warstwa zapiaszczonej gytyi, przykrywającej eoliczne piaski na stoku wydmy, korelowane z młodszym dryasem. W diagramie pyłkowym zmniejsza się stopniowo udział roślin zielonych z grupy heliofitów na korzyść roślin siedlisk wilgotnych i wodnych (Wasylikowa 1964). Dopiero wówczas można mówić o zakończeniu naturalnych procesów eolicznych. Podobnie w Rąbieniu, gdzie w rdzeniu osadów pobranych w centralnej części torfowiska, na przejściu od młodszego dryasu do okresu preborealnego zaznacza się szybki spadek zawartości materii mineralnej, wynikający zapewne ze stopniowego utrwalania wydym przez roślinność. Jednak pełne pokrycie roślinnością zlewni ówczesnego jeziora nastąpiło dopiero pod koniec okresu preborealnego, kiedy zawartość materii organicznej w osadach zbliżyła się do 90% (Forysiak i in. 2012). Późniejsze ślady aktywności procesów eolicznych i ich zapis w osadach biogenicznych należy łączyć w większości przypadków z działalnością człowieka. Uaktywnienie wydym i pól eolicznych wynikało z rozrzedzenia pokrywy roślinnej, a uruchomiony i transportowany piasek i pył eoliczny akumulowany był także w mokradłach, podlegających naturalnym fluktuacjom klimatycznym. Należy podkreślić, że suche geosystemy eoliczne, a szczególnie te, które znajdowały się w sąsiedztwie zbiorników wodnych lub mokradeł i torfowisk, były od późnego paleolitu atrakcyjnymi miejscami osiedlania się ludzi.

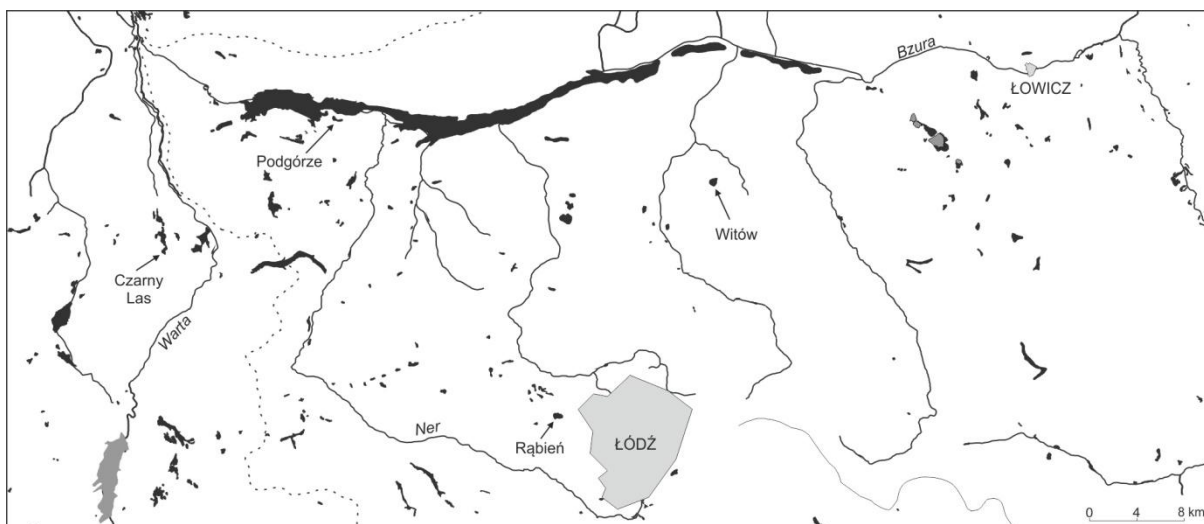
Położenie stanowisk

Duże nagromadzenie wydym i towarzyszących im stosunkowo licznych, choć niewielkich torfowisk w środkowej Polsce daje potencjalne możliwości badania zagadnień przedstawianych w niniejszej pracy. Mimo to niewiele jest udokumentowanych stanowisk z bezpośrednim zabezpieczeniem się procesów eolicznych i paludyfikacyjnych, co ogranicza analizę do czterech głównych stanowisk: Rąbień, Witów, Czarny Las i Podgórze (rys. 1).

Torfowisko Rąbień jest stanowiskiem opisywanym w literaturze geomorfologicznej, paleobotanicznej czy botanicznej (m.in.: Balwierz 2005; Żurek 2005; Kloss 2005; Kucharski, Kloss 2005; Forysiak 2012; Forysiak i in. 2012). Na przylegającej do niego wydymie prowadzono badania archeologiczne, a stanowiska określono jako Aleksandrów Łódzki (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011). Rąbień położony jest w bezpośrednim sąsiedztwie działu wodnego pierwszego rzędu, w obrębie Wysoczyzny Łaskiej (318.19 – wg Kondrackiego 1978), w obniżeniu o poligenetycznym pochodzeniu (Forysiak 2012), otoczonym przez formy polodowcowe, denudacyjne i eoliczne. Wydmy przylegające od zachodu do misy torfowiska są jednym z najwyższych położonych zespołów wydym w regionie łódzkim (rys. 2).

Kolejne stanowiska znajdują się w pradolinie warszawsko-berlińskiej (Jewtuchowicz 1967; Krajewski 1977b). Wydyma w Witowie i przylegające do niej bagno Silne Błoto położone są na tzw. równinie Woli Mąkolskiej (Klatkowska 1972), która stanowi element łączący Wzniesienia Łódzkie z pradolina. Biorąc pod uwagę podział Kondrackiego (1978) okolice Witowa zalicza się do Równiny Łowicko-Błońskiej (318.72). Torfowisko Silne Błoto zajmuje misę uformowaną w słabo zaznaczonej dolinie, o małym spadku w kierunku północnym, przegrodzoną zespołem wydym witowskich (rys. 3).

Badane przez Krajewskiego (1977a) stanowisko Podgórze znajduje się w widłach Warty i Neru, w podłódzkim odcinku pradolinie warszawsko-berlińskiej, a zgodnie z fizycznogeograficzną regionalizacją Kondrackiego (1978) w południowo-wschodniej części Kotliny Kolskiej (318.14). Na stanowisku tym analizie poddano dwie wydmy łukowo-paraboliczne średniej wielkości, połączone ze sobą ramionami. Wydmy wg Krajewskiego (1977b) znajdują się na II poziomie pradolinnym, a ich podłożem są aluwialne utwory vistuliańskiej terasy nadzalewowej, wznoszącej



Rys. 1. Położenie badanych stanowisk na tle rozmieszczenia torfowisk okolic Łodzi

Location of investigated sites against peatland in the area of Łódź

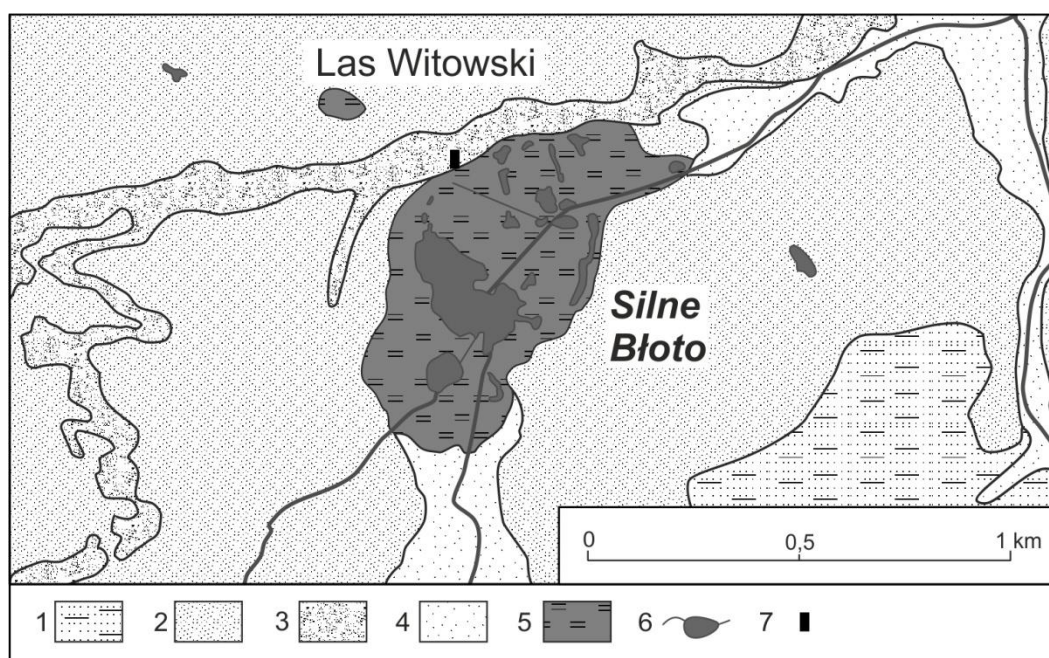


Rys. 2. Rąbień. Położenie torfowiska oraz punktów badawczych na podkładzie rysunku poziomicowego (wg Marosika 2011)

1 – położenie stanowiska archeologicznego Aleksandrów Łódzki 1; 2 – położenie badanych rdzeni osadów biogenicznych; 3 – wykopy geologiczne; 4 – przebieg przekroju geologicznego (rys. 6)

Location of peatland and investigated profiles on the groundwork of altitude drawing (after Marosik 2011)

1 – location of archeological site Aleksandrów Łódzki 1; 2 – location of investigated cores of biogenic deposits; 3 – trenches; 4 – location of geological cross-section (Fig. 6)



Rys. 3. Witów. Szkic geomorfologiczny (wg Forysiaka 2012, zmieniony)

1 – poziom rzeczno-peryglacialny; 2 – pola piasków eolicznych; 3 – wydmy; 4 – dna dolin; 5 – torfowisko; 6 – wody powierzchniowe; 7 – lokalizacja „odkrywki zachodniej” z profilami I, II i VII (wg Wasylikowej 1964, 1999)

Witów. Geomorphological sketch (after Forysiak 2012, changed)

1 – fluvial-periglacial level; 2 – aeolian sand sheets; 3 – dunes; 4 – valley floors; 5 – peatland; 6 – surficial waters; 7 – location of the “western exposure” with the profiles I, II and VII (after Wasylikowa 1964, 1999)

się 2–4 m n.p.rz. (Nowacki 1993). Tuż na południe od nich równoleżnikowo przebiega słabo zarysowana, miejscami znacznie zabagniona, szeroka i płytka dolina niewielkiego ciekę o nazwie Struga Figła (por. rys. 4, sygnatura 1), który wpada lewostronnie do dolnego Neru w odległości około 8 km na WNW od badanych wydm. Na północ od interesujących nas form, w odległości około 1 km, przebiega Kanał Zbylczycki, również uchodzący do Neru. Niewielkie strugi rozpoczynające swój bieg tuż na północ od badanych wydm są dopływami Kanału Zbylczyckiego. Niewykluczone, że dolinę tego rodzaju strugi wypełniało małe torfowisko, które wskutek przykrycia utworami eolicznymi z rozwiewanej wydmy północnej stało się obiektem kopalnym (por. rys. 4, sygnatura 2).

Czarny Las jest torfowiskiem położonym w dolinie Warty, w południowej części Kotliny Kolskiej (318.14), w obszarze gdzie dolina Warty łączy się z pradoliną warszawsko-berlińską. Znajduje się w obrębie terasy niskiej (Forysiak 2012), w obniżeniu przylegającym bezpośrednio do terasy wysokiej, której słabo zaznaczoną w tym odcinku krawędź maskuje zespół form eolicznych. Do opisywanego torfowiska, będącego południową częścią większego obszaru mo-

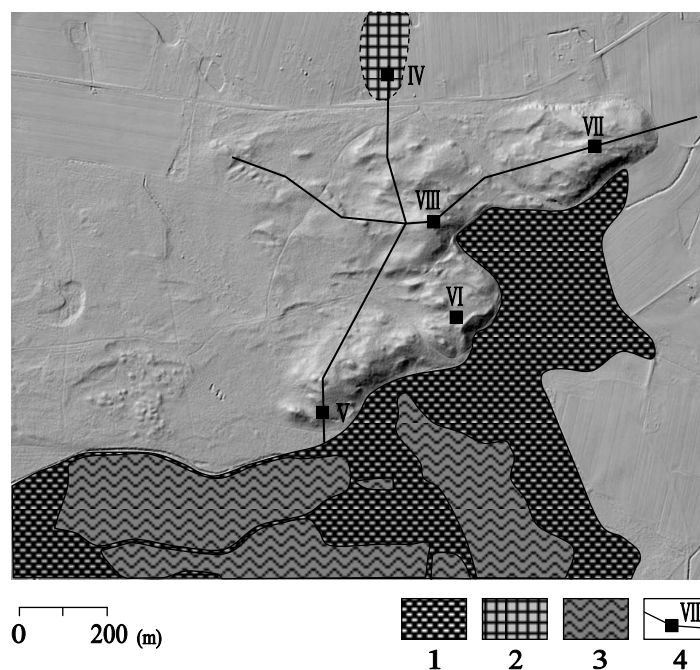
kradłowego (Forysiak 2012), bezpośrednio przylega niewielka wydma (rys. 5).

Ślady aktywności procesów eolicznych w osadach biogenicznych

We wprowadzeniu zaproponowano rozpatrzenie problemu kontaktu wydm i obszarów podmokłych, kształtującego się w warunkach umiarkowanego klimatu holocenu, kiedy wzbudzenie procesów eolicznych spowodowane było antropogenicznymi przeobrażeniami krajobrazu. Stąd też osią porządkującą analizę dyskusowanego zagadnienia będzie chronologia archeologiczna, odnoszona do palinostratygrafii holocenu.

Mezolit

Dla dwóch analizowanych obszarów pierwszy istotniejszy epizod aktywności eolicznej w holocenie można wiązać z mezolitem. Osadnicy kultury komornickiej, których ślady bytowania odkryto na stanowisku Aleksandrów Łódzki 1 (Niesiołowska, Płaza 2011), z pewnością naruszyli naturalną pokrywą roślinną na wydmie

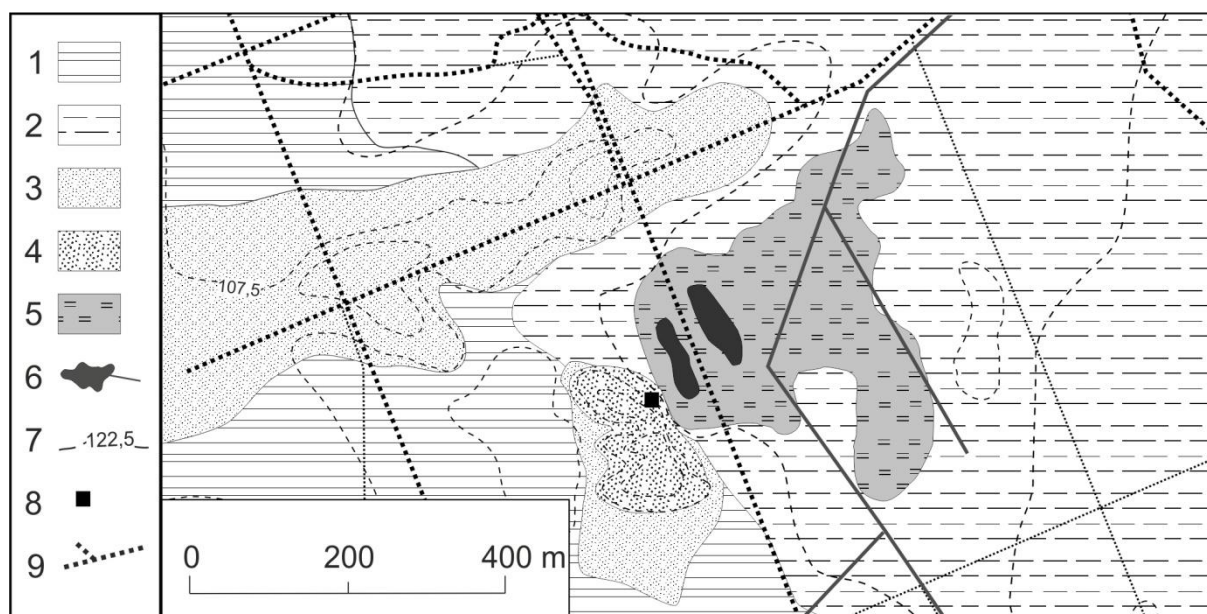


Rys. 4. Podgórze. Położenie badanych wydym (za Krajewskim 1977a) na tle numerycznego modelu terenu i wybranych elementów środowiska

1 – mokradła i torfowiska; 2 – kopalne torfowisko; 3 – sztuczne zbiorniki wodne;
4 – przebieg przekrojów geologicznych i lokalizacja odkrywek wraz z numeracją (za Krajewskim 1977a)

Podgórze. Location of investigated dunes (after Krajewski 1977a) against DEM and selected environmental features

1 – wetlands and peatland; 2 – buried peatland; 3 – water basins;
4 – location of cross-sections and trenches with numbering by Krajewski (1977a)



Rys. 5. Czarny Las. Szkic geomorfologiczny z lokalizacją odkrywki

1 – terasa wysoka; 2 – terasa niska; 3 – pola piasków eolicznych; 4 – wydmy; 5 – torfowisko; 6 – zbiorniki poeksploatacyjne i cieki; 7 – poziomice; 8 – lokalizacja badanej odkrywki; 9 – drogi

Czarny Las. Geomorphological sketch

1 – high terrace; 2 – low terrace; 3 – aeolian sand sheets; 4 – dunes; 5 – peatland; 6 – post-exploitation basins and streams;
7 – contourlines; 8 – location of the studied trench; 9 – roads

przylegającej do ówczesnego jeziora, wypełniającego misę obecnego torfowiska. Jednak zarówno w osadach eolicznych odsłoniętych u podstawy wydmy (rys. 6), jak i w osadach jeziornych ten epizod działalności człowieka nie pozostawił jednoznacznych śladów. W wykopie położonym u podnóża wydmy znajduje się warstwa określona jako gleba hydrogeniczna (Marosik 2011), z której węgle drzewne wydatowano radiowęglowo na 8780 ± 150 lat BP (Lod 577), czyli 10 150–9550 lat BP, ale ekspertyza palinologiczna tej warstwy wskazuje raczej na jej starszy wiek niż podane datowanie (Balwierz 2011). Ponad tą glebą zalega seria piasku z humusem oraz eolicznych piasków drobno i średnioziarnistych, która jest efektem przewiewania piasku w kierunku misy torfowiska. Z kolei w rdzeniu R-II, pobranym z centrum torfowiska (rys. 2), w odcinku datowanym od 9 do 10 tysięcy lat kalibrowanych BP zaznacza się nieznaczny wzrost zawartości substancji mineralnej w gytii, a zwłaszcza wzrost udziału pierwiastków wskazujących na zwiększanie się erozji zlewni (Okupny 2013; Płaza i in. 2015). Może to być skutkiem dostawy do ówczesnego jeziora piasku i pyłu z rozwiewanych wydm. Po tym okresie można mówić o regeneracji pokrywy leśnej w otoczeniu, zaznaczonej ponownym wzrostem zawartości substancji organicznej we wspomnianym rdzeniu, a w spektrum pyłkowym wzrostem udziału roślin siedlisk wilgotnych (Forysiak i in. 2012). Obecność serii torfu datowanej w spągu na 8130 ± 120 lat BP (Lod 600; 9300–8750 lat kalibrowanych BP), udokumentowanej w wykopach u podnóża wydmy (rys. 7), potwierdza wzrost wilgotności podłoża na kontakcie wydmy z torfowiskiem i ekspansję torfowiska w kierunku stoku wydmy (Marosik 2011).

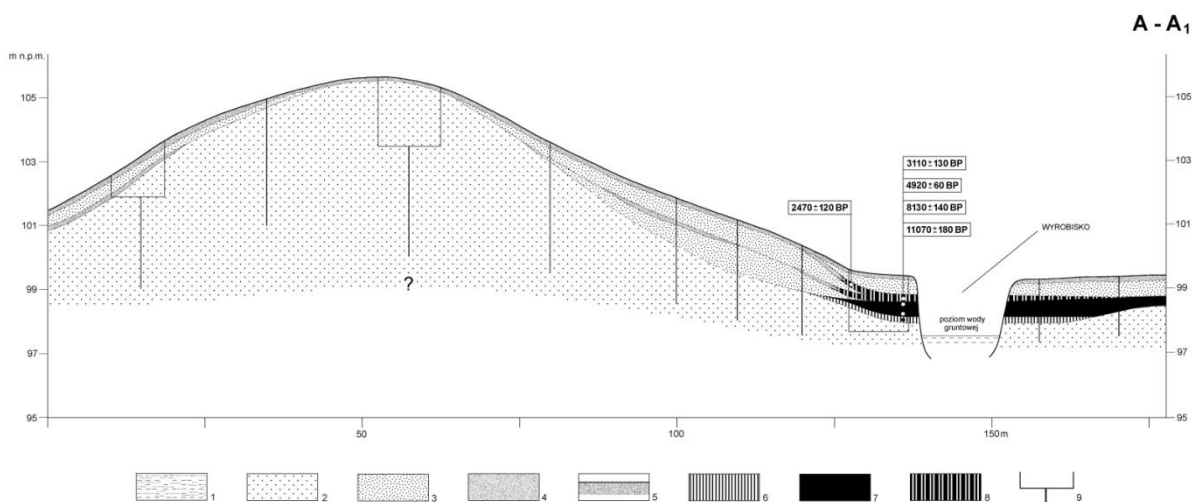
W Witowie na wydmie również stwierdzona została działalność przedstawicieli kultury komornickiej (Chmielewska 1961, 1979), której efektem było uruchomienie procesu rozwiewania wydmy i akumulacji piasku na brzegu bagna, na serii piasku humusowego i torfu z domieszkami piasku (Wasylikowa 1979, 1999). Warstwę, w której występują artefakty tej kultury, Wasylikowa wiąże z chronozoną preborealną i początkiem borealnej (rys. 8). Datowanie węglików pochodzących z palenisk horyzontu komornickiego dało wynik 8180 ± 140 lat BP (tj. 9445–8700 lat kalibrowanych BP). Następnie – już w okresie borealnym – nastąpiła regeneracja zbiorowisk leśnych i silniejszy rozwój roślinności szuwarowej, związanej być może z poprawą warunków wilgotnościowych i wkroczeniem zbiorowisk torfotwórczych wyżej na stok wydmy (Wasyli-

kowa 1999). Do końca chronozony borealnej oraz w chronozonie atlantyckiej sukcesja roślinności na wydmie i jej otoczeniu generalnie nie była zakłócana. W profilu VII z tym okresem związana jest co prawda kilkunastocentymetrowa warstwa piasku (rys. 8), lecz zarówno źródła archeologiczne jak i paleobotaniczne nie wskazują na działalność osadniczą w tym czasie.

Okres stabilizacji warunków morfodynamicznych trwał w Rąbieniu do pojawienia się przedstawicieli kultury janisławickiej, których obecność została udokumentowana licznymi znaleziskami na stanowisku Aleksandrów Łódzki 1. Mimo braku datowań bezwzględnych znalezisk, wiek funkcjonowania obozowisk autorzy badań archeologicznych szacują na około 7800–7300 lat BP (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011; Płaza i in. 2015). Na podstawie analizy geochemicznej osadów z rdzenia R-II obliczony został wskaźnik erozji zlewni torfowiska (Płaza i in. 2015), który wskazuje na wzrost dostawy charakterystycznych pierwiastków, świadczących o możliwości występowania odlesień. Balwierz (2011) w rdzeniu z wiercenia 3 (rys. 2) stwierdziła pojawienie się w materiale pyłkowym zarodników orlicy (*Pteridium aquilinum*) poniżej próbki datowanej na 5630 ± 120 lat BP (Lod 579; tj. 6550–6290 lat kalendarzowych BP). W próbkach z rdzenia R-II został także udokumentowany wzrost udziału mikrowęgli oraz zarodników orlicy (Obremska 2012), co może wskazywać na pożary lasów w otoczeniu wydmy i torfowiska oraz wkroczenie roślinności na obszary pożarzysk. Na torfie u stóp wydmy w Rąbieniu zalega warstwa piasku (Marosik 2011), która może być dowodem na słaby transport z obszaru wydm (rys. 7, 9). Fakt ten nie wpłynął jednak na zmiany ukształtowania terenu na kontakcie wydmy i torfowiska.

Neolit

Prace archeologiczne na wydmach w Aleksandrowie Łódzkim nie przyniosły znalezisk, które można korelować z neolitem, to jednak na stanowisku 1 udokumentowano palenisko datowane na 4890 ± 60 lat BP (3800–3600 lat BC; Lod 1276), które jak sugerują Niesiołowska-Śreniowska i Płaza (2011) może być łączone z działalnością ludności kultury pucharów lejkowatych. Podkreślić należy, że zarówno na stanowisku jak i w jego otoczeniu brakuje materiału archeologicznego, który potwierdzałby takie datowanie. Jednak analizy palinologiczne wykonane przez Balwierz (2005, 2011) wskazują na znaczny wzrost udziału pyłku roślin związanych

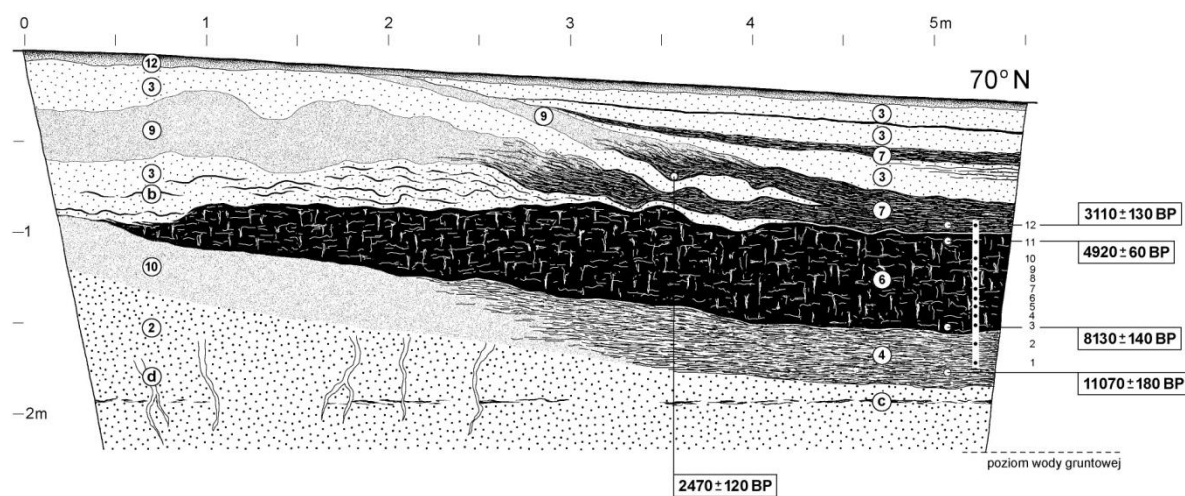


Rys. 6. Rąbień. Przekrój geologiczny przez wydęg i skraj torfowiska (wg Marosika 2011)

1 – piaski i mułki warstwowane; najstarsza seria eoliczna; 2 – piaski różnoziarniste, warstwowane, starsza seria eoliczna (wydmowa); 3 – piaski średnio- i drobnoziarniste oraz pyły, młodsze serie eoliczne; 4 – poziomy próchniczne gleby kopalnych z warstwami pożarowymi; 5 – poziom próchniczny gleby współczesnej; 6 – mułek organiczny; 7 – torf zapiaszczony; 8 – mułek torfiasty, zapiaszczony; 9 – wykopy i wiercenia

Geological cross-section of dune and peatland (after Marosik 2011)

1 – sand and silt (laminated); oldest aeolian cover; 2 – multi-grained sand (laminated), older dune series; 3 – medium- and fine-grained sands and silts, younger dune series; 4 – buried topsoil with fire levels; 5 – present topsoil; 6 – organic mud; 7 – sandy peat; 8 – sandy mud with peat; 9 – trenches and cores

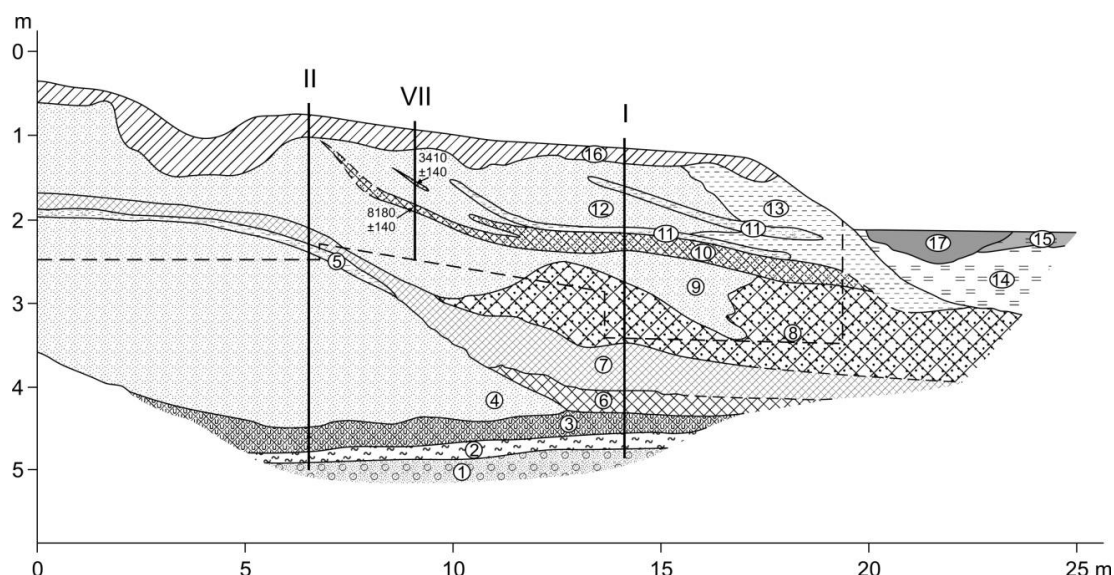


Rys. 7. Rąbień. Wykop 6 (wg Marosika 2011)

2 – piaski średnioziarniste z domieszkami drobno- i gruboziarnistych; starsza seria wydmowa; 3 – piaski drobno- i średnioziarniste; młodsze serie wydmowe; 4 – mułek organiczny; 6 – torf zapiaszczony; 7 – mułek torfiasty, zapiaszczony; 9 – poziom próchniczny gleby kopalnej; 10 – piaski humusowe; 12 – poziom próchniczny gleby współczesnej; inne oznaczenia: c – warstwy orsztynu, d – struktury korzeniowe; białe punkty – miejsca poboru próbek do oznaczeń radiowęglowych, czarne punkty – miejsca poboru próbek do analizy pyłkowej

Rąbień. Trench 6 (after Marosik 2011)

2 – medium-grained sands with fine-grained and coarse-grained sands (older dune series), 3 – fine- and medium-grained sands; 4 – organic mud; 6 – sandy peat; 7 – sandy mud with peat; 9 – buried topsoil; 10 – humus sands; 12 – present topsoil; other explanations: c – hardpan layers, d – post-root structures; white points – location of the samples for radiocarbon dating; black points – location of samples for pollen analysis



Rys. 8. Witów. Przekrój geologiczny przez stok wydmy i skraj torfowiska oparty o tzw. odkrywkę zachodnią i wiercenia (wg Wasylkowej 1964, 1999, zmieniony)

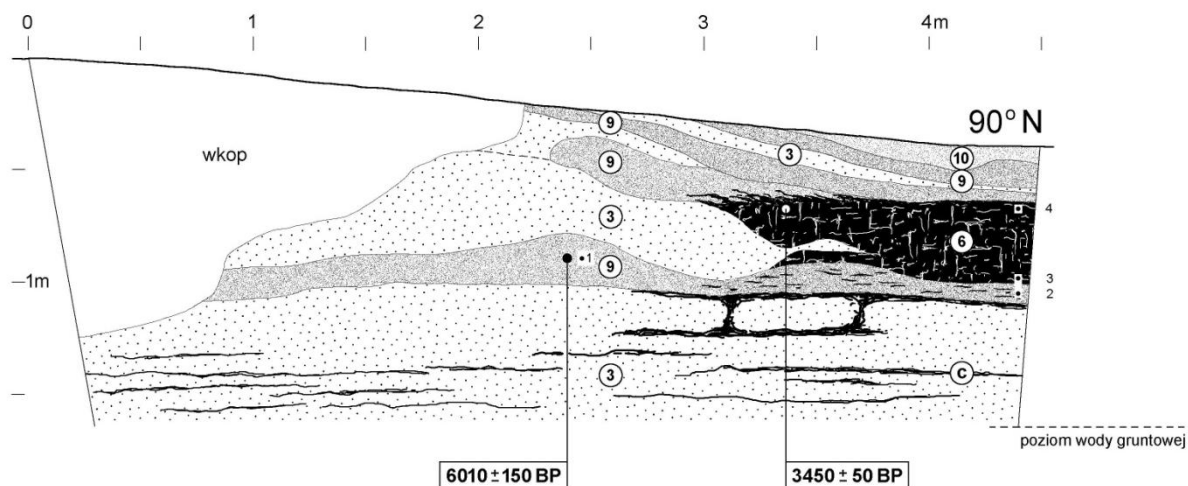
1 – piasek z pojedynczymi ziarnami żwiru, z domieszkami próchnicznymi; 2 – torf mszysty; 3 – gytia zapiaszczona z udziałem składników węglanowych; 4 – piasek z rozproszonymi domieszkami próchnicznymi; 5 – torf zapiaszczony z domieszką gytii detrytusowej; 6 – gytia grubodetrytusowa, zapiaszczona; 7 – gytia piaszczysta z detrytusem roślinnym; 8 – piasek średnio- i drobnoziarnisty z domieszką gytii detrytusowej; 9 – piasek średnio- i drobnoziarnisty; 10 – piasek z domieszką gytii detrytusowej; 11 – piasek próchniczny z domieszką węgla drzewnych; 12 – piasek z rozproszonymi domieszkami próchnicznymi; 13 – piasek z domieszkami próchnicznymi; 14 – torf mszysto-zielny, rozłożony; 15 – torf mszysty, świeży; 16 – piasek próchniczny, zaburzony; 17 – woda; pionowymi liniami wskazano lokalizację profili I, II, VII, linią przerywaną zasięg odkrywki

Witów. Geological cross-section of dune and mire, based on the western exposure and boreholes (after Wasylkowa 1964, 1999, changed)

1 – sand with grains of gravel and humus admixture; 2 – moss peat; 3 – sandy gyttja with marl; 4 – sand with humus admixture; 5 – sandy peat with admixture of coarse-detritus gyttja; 6 – sandy coarse-detritus gyttja; 7 – sandy gyttja with plant macroremains; 8 – medium- and fine-grained sand with admixture of detritus gyttja; 9 – medium- and fine-grained sand; 10 – sand with admixture of detritus gyttja; 11 – humus sand and with admixture of charcoal; 12 – sand with diffused humus; 13 – sand with humus; 14 – moss-herbaceous peat, decomposed; 15 – moss peat, 16 – sand with humus, disturbed; 17 – water; vertical lines mark location of profiles I, II and VII, dashed line marks exposure outline

z gospodarką. Wzrost sumy palinologicznych wskaźników gospodarki ludzkiej dokumentuje również Obremska w profilu R-II z torfowiska Rąbień (Obremska 2012; Forysiak i in. 2012; Płaza i in. 2015), od głębokości 270 cm, w poziomie datowanym na około 4000–3600 lat BP. W tym samym rdzeniu, w przedziale głębokości 270–250 cm, zarejestrowano także dostawę pierwiastków, świadczących o wzroście erozji w otoczeniu torfowiska (Okupny 2013; Płaza i in. 2015). Autorzy niniejszej pracy stoją na stanowisku, że podniesienie wartości „wskaźnika erozji zlewni” dla analizowanej warstwy wynika przede wszystkim z deflacji oraz transportu i opadu eolicznego. Erozja wodna na szerszą skalę w otoczeniu torfowiska może być wykluczona. Ze współczesnych badań procesów eolicznych (Wojtanowicz 1976, 1999; Kostrzewski i in. 1994; Kostrzewski, Szpikowski 2002; Szpikowski 2008; Rodzik, Siwek 2008; Szpikowski, Ko-

strzewski 2016; Demczuk i in. 2016, i inni) wynika, że pył eoliczny mógł pokonać 500–600-metrową odległość pomiędzy obszarem źródłowym materiału transportowanego przez wiatr, który stanowiła pobliska wydma, a centrum torfowiska, gdzie następował jego opad. Natomiast na sam skraj torfowiska przetransportowany został piasek, zdeponowany na torfie datowanym na 4920±60 lat BP (tj. 5720–5590 lat kalibrowanych BP; Lod 1281), widoczny w wykopie 6 (Marosik 2011). Trzeba jednak pamiętać, że na poprawę warunków dla rozwoju procesów eolicznych istotne może być także obniżenie poziomu wody na torfowisku, które mogło wynikać z przyczyn klimatycznych, obserwowanych na terytorium Polski w schyłku okresu atlantyckiego (por. Starkeł i in. 2013), a w odniesieniu do opisywanego stanowiska zostało dobrze zilustrowane badaniami wspomnianego już rdzenia z centralnej części torfowiska (Słowiński i in. 2016).



Rys. 9. Rąbień. Wykop 8 (wg Marosika 2011)

3 – piaski drobno- i średnioziarniste; młodsze serie wydmy; 6 – torf zapiaszczony; 9 – poziom próchniczny gleby kopalnej; 10 – piaski próchniczne; inne oznaczenia: c – warstwy orsztynu, większe punkty – miejsca poboru próbek do oznaczeń radiowęglowych, małe czarne punkty – miejsca poboru próbek do analizy pyłkowej

Rąbień. Trench 8 (after Marosik 2011)

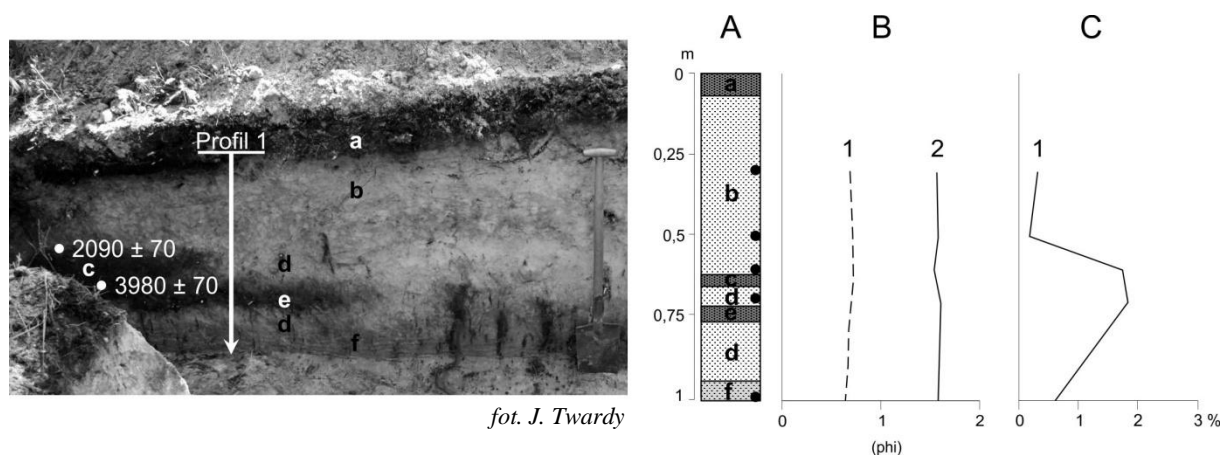
3 – fine- and medium-grained sands; 6 – sandy peat; 9 – buried topsoil; 10 – humus sand; other explanations: c – hardpan layers, bigger points – localization of the samples for radiocarbon dating; small, black points – localization of samples for pollen analysis

Ze schyłkiem neolitu można wiązać kolejny epizod wzrostu udziału w profilu pyłkowym roślin świadczących o gospodarce człowieka (Obremska 2012), datowany około 5000–4500 lat cal BP (Płaza i in. 2015), w tym także pyłku zbóż (Balwierz 2011). Nie przełożyło się to jednak na zmiany w ukształtowaniu terenu podnóża wydmy, co może świadczyć o zachowaniu zwartej szaty roślinnej na wydmy i wyjaśniać brak schyłkowoneolitycznych artefaktów na badanych stanowiskach archeologicznych (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011). Przemawia za tym także wyraźna tendencja do całkowitego zaniku otwartego lustra wody w zbiorniku (Płaza i in. 2015; Słowiński i in. 2016).

Na wydmy w Witowie udokumentowano ślady neolitycznej kultury ceramiki grzebykowo-dołkowej (Chmielewska 1979). Z tym etapem działalności ludzkiej związane jest rozluźnienie szaty roślinnej na obszarze wydmy i w pasie przyległym do torfowiska, co zapisało się wzrostem udziału pyłku roślin zielnych w profilu VII (Wasylukowa 1999).

W okresie neolitu obserwujemy przekształcenia w strefie kontaktu torfowiska z wydmy, udokumentowane w stanowisku Czarny Las (Forysiak, Twardy 2012). W odkrywcę widocz-

na jest kopalna gleba inicjalna wytworzona na stoku wydmy, przechodząca w kopalną glebę mułowo-torfową, tworzącą się na skraju torfowiska. Na tym poziomie glebowo-torfowym złożona została warstwa piasku (rys. 10), której sedymentacja przerwała procesy pedogenezy w strefie skraju torfowiska. Położony nieco wyżej poziom akumulacyjny kolejnej gleby inicjalnej został także przykryty piaskiem eolicznym. Ze wspomnianego poziomu glebowego pobrano próbkę osadu do datowania radiowęglowego. Jego wynik wyniósł 3980±70 lat BP (2460–2245 lat BC; MKL 766), co pozwala wiązać przerwanie rozwoju gleby ze schyłkiem neolitu. Brak badań archeologicznych w otoczeniu torfowiska uniemożliwia jednak powiązanie tego zapisu z danymi archeologicznymi. Analiza uziarnienia piasków, udokumentowanych w odkrywcę w stanowisku Czarny Las, ukazuje podobieństwo cech granulometrycznych piasku stanowiącego trzon wydmy pod wspomnianą glebę kopalną z serią piasku złożoną w warunkach antropresji. Wskazuje to na pochodzenie materiału piaszczystego z wyższych partii tej wydmy, a odsłonięcie jej powierzchni na działalność wiatru spowodowało deflację, transport i akumulację eoliczną.



Rys. 10. Czarny Las. Odkrywka

A. Litologia osadów: a – poziom humusowy gleby współczesnej, b – piaski eoliczne drobno- i bardzo drobnoziarniste, c – zapiaszczony torf oraz poziom humusowy gleb kopalnej, młodszej; d – piaski eoliczne drobnoziarniste, z domieszką próchnicy, e – zapiaszczony torf i gleba kopalna starsza, f – piaski drobnoziarniste, fluwialne; B. Parametry uziarnienia wg Folka i Warda: 1 – wysortowanie, 2 – średnia średnica ziaren; C: 1 – zawartość węgla organicznego

Czarny Las. Exposure

A. Lithology: a – present topsoil, b – aeolian fine-grained sands, c – sandy peat and younger buried topsoil, d – aeolian fine-grained sand with humus admixture, e – sandy peat and older buried soil, f – fluvial fine sand; B. Grain size coefficients (after Folk, Ward): 1 – sorting index, 2 – mean diameter; C: 1 – organic carbon content

Epoka brązu

W Witowie na stanowisku VII położonym u stóp wydmy, w warstwie piasku humusowego, w którym udokumentowano ziarna pyłku roślin związanych z wypasem, jak i pojedyncze ziarno *Cerealia*, zdeponowane są również węgielki drzewne. Uzyskano z nich wynik datowania radiowęglowego wynoszący 3410 ± 140 lat BP, czyli około 2100–1420 lat BC. W tej warstwie widoczne jest przewarstwienie jasnego piasku (Wasylikowa 1999), który świadczy o redepozycji materiału z górnej części wydmy w środkowej epoce brązu (rys. 8).

Zapis aktywności człowieka w wymienionym okresie w osadach torfowiska Rąbień daje wyraźne i silne świadectwo dostawy do środkowej części torfowiska materiału nawiewanego z przyległych form eolicznych, o czym w interpretacji autorów świadczy bardzo silny wzrost wskaźnika erozji zlewni (Płaza i in. 2015). U podnóża wydmy ponownie pojawia się kilkadziesiątcentymetrowa warstwa piasku z próchnicą, przykrywająca torf datowany przez Marosika (2011) na 3450 ± 50 lat BP (3830 – 3640 lat BP; Lod 796), co pozwala wnioskować na temat ponownego przesunięcia się wydmy w kierunku torfowiska (rys. 9). Południowo-zachodni skraj torfowiska zapewne nadal funkcjonował jako obszar akumulacji torfu, ale już z domiesz-

kami i przewarstwieniami piasku. Przeobrażenia te można najprawdopodobniej wiązać z działalnością społeczności kultury trzcinieckiej. Na stanowisku archeologicznym Aleksandrów Łódzki 1 datowano paleniska, których wiek zawiera się między 3700 i 3100 lat kalibrowanych BP, ale nie udokumentowano żadnego materiału ruchomego potwierdzającego osadnictwo tego wieku (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011). Jednak w osadach biogenicznych środkowej części basenu, który w tym okresie uległ już całkowitemu zatorfieniu (Płaza i in. 2015; Słowiński i in. 2016), wyraźny jest zapis śladów gospodarczej działalności człowieka. W diagramach palinologicznych występują ziarna pyłku roślin związanych z gospodarką rolną (Balwierz 2011; Obremska 2012), a inne analizy paleoekologiczne pozwalają wnioskować o gospodarczym lub osadniczym wykorzystywaniu otoczenia torfowiska (Słowiński i in. 2016), które występowało prawdopodobnie w dwóch fazach: z nasileniem około 3900–3650 i około 3300 lat kalibrowanych BP.

Z opisanymi wyżej fazami koreluje się moment powstania trzech małych pagórków wydmy na przesuszonym dnie doliny Moszczenicy (stanowisko Warszce), wydatowany metodą ^{14}C przez Kamińskiego (1984, 1989, 1993) na 3500 ± 140 lat BP (3955 – 3600 lat BP) i 3600 ± 140 lat BP (4120 – 3725 lat BC).

Epoka żelaza

Ślady aktywności eolicznej z tego okresu widoczne są w trzech z prezentowanych stanowisk. W obrębie torfowiska Rąbień nastąpiła bardzo istotna zmiana w stosunku do omówionych wcześniej sytuacji. Wynikiem ingerencji ludzkiej w pokrywą roślinną na wydmach, związanej już z epoką żelaza, jest zapewne przykrycie około 25–40 cm warstwą piasku południowo-zachodniej „zatoki” torfowiska, przylegającej do wydmy w okolicy stanowiska Aleksandrów Łódzki nr 1 (rys. 6, 7). Na serii kopalnego torfu i przykrywającego go zapiaszczonego mułu torfiastego, datowanego na 2470±120 lat BP (Lod 603), czyli 2720–2430 lat kalibrowanych BP (Marosik 2011), zalegają piaski o łącznej miąższości kilkadziesiąt centymetrów. W osadach centralnej części torfowiska zapis działalności człowieka w tym okresie jest również bardzo wyraźny (Słowiński i in. 2016). Jednak na stanowisku archeologicznym Aleksandrów 1 brakuje materialnych śladów antropogenicznych, choć z materiału pochodzącego z wykopów uzyskano wynik datowania, związany z epoką żelaza (Niesiołowska-Śreniowska, Płaza 2011).

Z opisanymi wyżej przeobrażeniami form eolicznych można korelować rozwój wydmy w Małych Mystkowicach (pradolina warszawsko-berlińska), wydatowany ^{14}C przez Twardego (2008) na 2380±50 lat BP (2610–2365 lat BP; Lod 1267). Innym przykładem synchronicznego rozwoju procesów wydmy są przekształcenia wydmy w Nagórkach (pradolina warszawsko-berlińska), polegające na pokryciu zawietrznego stoku wydmy 2-metrowej miąższości serią eoliczną, datowaną przez Krajewskiego (1997) w spągu na 2400±90 lat BP (2655–2360 lat BP).

Na młodych wydmach w Podgórzu Krajewski (1977a) odkrył i opisał dwie serie eoliczne rozdzielone głębą kopalną. Starszą z serii o miąższości do około 7 m powiązał chronologicznie z okresem subborealnym. Młodsza seria, o miąższości do 6 m, korelowana z okresem subatlantyckim pokrywa szczytowe partie i stoki wydmy, a także rozprzestrzenia się nieco na tereny otaczające. Jej cechą charakterystyczną są licznie występujące zaburzenia materiału budującego poszczególne warstwy, które autor nazywał zafalowaniami i „inwolucjami”. Młodsza seria wydmy jest podścielona głębą kopalną o charakterze bielicy żelazistej, zwieńczonej poziomem pożarowym z licznymi węglami drzewnymi. Węgle te datowano w odsłonięciu

VII (rys. 4), wykonanym w szczytowej partii wydmy północnej. W odsłonięciu IV, które przygotowano u podnóża północnego stoku badanej wydmy datowano strop torfów przykrytych młodszą serią wydmy. W obu przypadkach uzyskano ten sam wynik analizy ^{14}C – 1640±110 lat BP (265–530 AD; MGU 360) w odsłonięciu VII i 1640±130 lat BP (245–540 AD; MGU 361) w odsłonięciu IV. Z punktu widzenia problematyki poruszanej w niniejszej pracy bardziej interesująca jest sytuacja zastana w drugim z omawianych odsłonięć. Krajewski (1977a) natrafił tam na 2-metrowej miąższości warstwę torfu przykrytą przez 2–2,5-metrową pokrywą piasków eolicznych. Torfowisko zasypiane przez materiał eoliczny uruchomiony na wydmy północnej było obiektem na tyle niewielkim, że nie zostało ukazane na Szczegółowej mapie geologicznej Polski w skali 1: 50 000 (Nowacki 1993). W spągu torfów odkryto drewniane kołki z cechami obróbki, wbite w dno masy torfowiska, a także inne artefakty, lecz informacje ustne, zebrane przez Krajewskiego (1977a) od ludności zamieszkującej okolice badanych wydmy, nie zostały potwierdzone w muzeum w Łęczycy, gdzie odwieziono artefakty. W strukturze piasków eolicznych zalegających na kopalnych torfach bardzo licznie występowały cienkie przewarstwienia organiczne, co wskazuje na wielokrotnie powtarzającą się oscylację skraju torfowiska, nieustannie zasypywanego materiałem z sąsiedniej wydmy. Uruchomienie procesów eolicznych w Podgórzu można odnieść do schyłku późnego okresu wpływów rzymskich i powiązać z działalnością ludności kultury przeworskiej. Trzeba jednak podkreślić, że oddziaływanie przedstawicieli tej jednostki kulturowej na środowisko było bardzo wyraźne – wskutek silnej antropopresji na szerszą skalę uruchomione zostały procesy stokowe (Twardy 2008, 2012; Twardy i in. 2014), doszło także do intensyfikacji procesów rzecznych (Kamiński, Moszczyński 1996).

W opisanym powyżej odkrywcę, w stanowisku Czarny Las na serii piasku złożonego na skłonie wydmy, wskutek neolitycznego odlesienia, ponownie zaczęła rozwijać się gleba inicjalna, której kontynuacją jest gleba hydrogeniczna, przechodząca w pokład torfu na torfowisku (rys. 10). Rozwój tego poziomu glebowo-torfowego został również przerwany przez akumulację piasku eolicznego. Wiek stropu, wspomnianego poziomu – 2090±70 lat BP (2195–1975 BP; MKL 765), sugeruje uaktywnienie procesów eolicznych (rozwiązania wydmy i akumulacji

piasku u jej podnóża i na obszarze torfowiska) w wyniku działalności społeczności kultury przeworskiej. Podkreślić jednak trzeba, że brak rozpoznania archeologicznego w otoczeniu badanego stanowiska utrudnia dokładną korelację przebiegu procesów morfogenetycznych (eolicznych) z działalnością człowieka.

Średniowiecze i okres nowożytny

W średniowieczu i okresie nowożytnym morfotwórcza działalność wiatru była wznawiana wielokrotnie w wielu miejscach: w pradolinie warszawsko-berlińskiej, na Wysoczyźnie Łódzkiej i terenach ją otaczających (Twardy 2015, 2016; Twardy, Wiśniewska 2015). Powstawanie i przeobrażenia wydm we wczesnym średniowieczu udokumentowano datowaniami ^{14}C węgla drzewnych i gleb kopalnych, silnie koncentrującymi się w dwustuleciu 1100–910 lat BP (780–1230 AD według wieku kalibrowanego). Ówczesne procesy eoliczne powiązano ze skokowym wzrostem antropopresji, warunkowanym intensywnym rozwojem mikroregionów osadniczych wokół środkowopolskich grodów z okresu przedpiastowskiego i czasów młodego państwa polskiego. Bogate materiały zebrane przez badaczy łódzkiego ośrodka geomorfologicznego nie pozwalają jednak na omówienie interakcji wydm i torfowisk w średniowieczu i okresie nowożytnym, bowiem pochodzą z innych sytuacji terenowych. Wynika to przede wszystkim ze źle zachowanych lub całkowicie wyeksploatowanych stropowych partii pokładów torfów (Forysiak 2012). W omawianych w artykule stanowiskach brak jest osadów biogenicznych i organogenicznych potwierdzających ingerencję procesów eolicznych w rozwój mokradel.

Podsumowanie

Przedstawione przykłady badań pozwalają zauważyć zaznaczającą się w przebiegu całego holocenu tendencję do coraz silniejszego rozwoju procesów eolicznych w otoczeniu torfowisk. W mezolocie zapis procesów eolicznych w brzeźnych (przywyspowych) częściach ówczesnych mokradel sprowadzał się do akumulacji jedynie cienkich warstw i wkładek piasków wydmowych. W rdzeniach pobieranych z centralnych części torfowisk odzwierciedlenie autochtonicznych procesów eolicznych jest czytelne niemal wyłącznie w wynikach najbardziej czułych analiz paleoekologicznych – analiz geo-

chemicznych. Na części stanowisk odnotowujemy ogólny wzrost miąższości warstw eolicznych w skrajnych partiach torfowisk, w szczególności dla poziomów dających się skorelować z neolitem i/lub epoką brązu, co jest wyrazem wznawienia wędrówki wydm śródlądowych na niewielką jeszcze skalę. Miejscami dochodziło także do rozszerzania strefy, w której zazębiały się procesy eoliczne z procesami paludyfikacyjnymi. W epoce żelaza brzeźne partie niektórych torfowisk (np. Rąbień) lub małe torfowiska przywyspowe (stanowisko Podgórze) ulegały pełnemu przykryciu materiałem eolicznym. Powstaje pytanie, które grupy czynników doprowadziły do takich przekształceń – czy były to czynniki naturalne (np. paleoklimatyczne), czy czynniki antropogeniczne? Porównanie okresów intensywnej działalności wiatru w eo- i neholocenie z układem suchych i wilgotnych faz klimatycznych nie wskazuje, aby okresy nasilenia procesów eolicznych wyraźnie wiązały się z wahaniami higrycznej składowej paleoklimatu (Twardy 2008). Średnia prędkość wiatrów wydmotwórczych utrzymywała się przez cały holocen na podobnym poziomie i wynosiła od około $2,5\text{--}3\text{ m s}^{-1}$ do $5\text{--}6\text{ m s}^{-1}$ (Krajewski 1977a), zatem także warunki anemologiczne nie mogły wywoływać wspomnianej tendencji wzrostowej. W interpretacji autorów czynnikami sterującymi interakcją wydm i torfowisk były przede wszystkim czynniki antropogeniczne. Wraz z rozwojem społeczeństw w pradziejach następował wzrost liczby ludności w poszczególnych społecznościach, a osadnictwo lokalnie utrwalało się, zajmując na coraz dłuższy czas preferowane siedliska. Wylesienia poszerzały się w wymiarze przestrzennym, następowały także przemiany systemów gospodarczych, w tym szczególnie systemów uprawowych, zmierzających do coraz intensywniejszej eksploatacji środowiska. Przy ówczesnym braku znajomości zagrożeń związanych z erozją wietrzną oraz rozwiewaniem wydm i pokryw eolicznych, skutkowało to rozwojem oraz przeobrażeniami form eolicznych i trwale zapisało się w towarzyszących im torfowiskach.

Podkreślenia wymaga utrzymująca się przez całe pradzieje tendencja do zajmowania przez osadnictwo wydm towarzyszących jeziorom, mokradłom i torfowiskom. Zaznaczyła się w późnym paleolicie, co znalazło się poza ramami czasowymi niniejszej pracy. Tego rodzaju tendencja utrzymywała się w mezo- i neolicie, a także w epokach brązu i żelaza. Zasiadlano i eksploatowano środowiska cechujące się bar-

dzo dużą kontrastowością – miejscem bezpośredniego bytowania był suchy geosystem eoliczny, a w pobliżu znajdował się geosystem jeziorno-torfowiskowy. W schyłkowej części vistulianu, a także w eo- i mezoholocene, wydmy towarzyszyły jeziora, które w neoholocene (najczęściej w okresie subborealnym) przekształciły się w bagna i/lub torfowiska. Początkowo „magnesem dla osadnictwa” była sucha wydma zbudowana z luźnego, piaszczystego materiału, ale zapewne także pobliskie jezioro. Wydmy porośnięte niezbyt zwartymi borami oferowały budulec i opała podłoże nie utrudniało wznoszenia budowli i mniejszych obiektów gospodarczych. Okolice jeziora były atrakcyjnym miejscem dla osadnictwa, również dlatego, że częstsza obecność zwierząt żyjących dziko, ułatwiała polowania, być może możliwe było także rybołówstwo. Po zaniknięciu jezior omawiana tendencja nie była już czytelna, a całkowite zatorfienie zbiorników zakończyło funkcjonowanie układów wydmy–jezioro. Mniejsza atrakcyjność do zasiedlenia i przydatność gospodarcza wydmy spowodowała ich utrwalenie przez roślinność, a zmiany środowiskowe powodowały różne tendencje w rozwoju torfowisk (Forysiak 2012). Dobrze to ilustruje okres średniowiecza, z którym przy obecnym stanie wiedzy nie można powiązać żadnego przypadku wpływu wydmy na funkcjonowanie obszarów mokradłowych.

Powstanie liczącego kilka tysięcy lat zapisu procesów eolicznych w osadach jezior i torfowisk było możliwe dzięki antropopresji wywieranej na sąsiadujące ze sobą geosystemy eoliczne i jeziorno-torfowiskowe.

Literatura

- Balwierz Z. 2005. The history of vegetation of the Rąbień Mire region. *Monographiae Botanicae* 94: 135-144.
- Balwierz Z. 2010. Analiza pyłkowa osadów torfowiska Zabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) *Torfowisko Zabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk. Poznań: 179-188.
- Balwierz Z. 2011. Analiza palinologiczna osadów organogenicznych w Aleksandrowie Łódzkim. W: *Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku I w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego*. Łódź: 37-63.
- Chmielewska M. 1961. Obozowisko ze schyłku Allerødu w Witowie w pow. Łęczyckim. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. Seria Archeologiczna* 6: 9-71.
- Chmielewska M. 1979. Znaleździisko mezolityczne z okresu borealnego w Witowie. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. Seria Archeologiczna* 25: 73-91.
- Demczuk P., Stępniewski K., Rodzik J. 2016. Zmienność i zróżnicowanie opadu i transportu eolicznego w Guciowie (Roztocze Środkowe) w latach 1997-2010. W: J. Święchowicz, A. Michno (red.) *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmałłow w 44 rocznicę pracy naukowej. IGI GP UJ w Krakowie, Kraków: 211-230.
- Dylikowa A. 1958. Próba wyróżnienia faz rozwoju wydmy w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 8: 233-268.
- Dylikowa A. 1967. Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 353-371.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99: 1-164.
- Forysiak J., Twardy J. 2012. Development of human-induced geomorphological processes in the vicinity of peatlands of Central Poland. W: J. Forysiak, M. Ziulkiewicz, L. Kucharski (red.) *Peatlands in semi-natural landscape – their transformation and the possibility of protection*. Bogucki Wyd. Nauk. Poznań: 85-99.
- Forysiak J., Borówka R.K., Kloss M., Obremska M., Okupny D., Żurek S. 2012. Geologiczna i geomorfologiczna charakterystyka torfowiska Rąbień oraz wstępne wyniki badań osadów biogenicznych. *Acta Geographica Lodziensia* 100: 65-76.
- Gawlik H. 1970. Geomorfologia Kotliny Szczercowskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 26: 1-104.
- Jewtuchowicz S. 1967. Geneza pradoliny warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. *Prace Geograficzne IG PAN* 62: 1-102.
- Kamiński J. 1984. Warszzyce. Rozwój doliny Moszczenicy w holocenie. Konferencja robocza *Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie*, 09-12.10.1984, Łódź, UŁ: 130-137.
- Kamiński J. 1989. Wpływ holocenijskich procesów eolicznych na kształtowanie dna doliny Moszczenicy. *Acta Geographica Lodziensia* 59: 11-19.
- Kamiński J. 1993. Późnoplejstocenijska i holocenijska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geographica Lodziensia* 64: 1-104.
- Kamiński J., Moszczyński J. 1996. Wpływ osadnictwa kultury przeworskiej na kształtowanie doliny

- Moszczenicy w okolicy Woli Branickiej. *Acta Geographica Lodziensia* 71: 56-66.
- Klatkowa H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 28: 1-220.
- Kloss M. 2005. Identification of subfossil plant communities and paleohydrological changes in a raised mire development. *Monographiae Botanicae* 94: 81-116.
- Kobendza J. 1961. Próba datowania wydm Puszczy Kampinoskiej. *Przegląd Geograficzny* 33,3: 383-399.
- Kondracki J. 1978. Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- Kostrzewski A., Stach A., Szpikowski J. 1994. Transport i opad eoliczny jako wskaźnik erozji gleb (Pojezierze Drawskie, Równina Wrzesińska). *Roczniki Akademii Rolniczej w Poznaniu* 266: 201-209.
- Kostrzewski A., Szpikowski J. 2002. Uwarunkowania i zmienność sezonowa opadu i transportu eolicznego na obszarze młodogłacjalnym (zlewnia Młyńskiego Potoku, górna Parsęta, Pomorze Zachodnie). W: A. Kostrzewski (red.) *Geoekosystem obszarów nizinnych*. Zeszyty Naukowe, Polska Akademia Nauk, Komitet Naukowy przy Prezydium PAN, Człowiek i środowisko 6: 101-114.
- Krajewski K. 1977a. Późnoplejstoceny i holoceny procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geographica Lodziensia* 39: 1-87.
- Krajewski K. 1977b. Poziomy terasowe w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej między Wartą a Wzgórzami Domaniewickimi. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica*, ser. II 5: 99-108.
- Krajewski K. 1997. Holocenyjskie poziomy organiczne w Nagórkach koło Grabowa Łęczyckiego. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica* 1: 202-209.
- Kucharski L., Kloss M. 2005. Contemporary vegetation of selected raised mires and its preservation. *Monographiae Botanicae* 94: 37-63.
- Marosik P. 2011. Wydma i torfowisko Rąbień w Aleksandrowie Łódzkim w świetle badań geomorfologicznych. W: Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego. Łódź: 11-36.
- Niesiołowska-Śreniowska E., Płaza D.K. 2011. Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim. W: Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku 1 w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego. Łódź: 65-142.
- Nowacki K. 1993. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Dąbie (551). PIG, Warszawa.
- Obremska M. 2012. Wyniki analizy palinologicznej osadów biogenicznych. Raport końcowy projektu badawczego nt.: Geneza i ewolucja torfowisk dolinowych środkowej Polski i ich antropogeniczne przekształcenia. Maszynopis.
- Okupny D. 2013. Zmiany środowiska geograficznego w regionie łódzkim w świetle cech geochemicznych osadów wybranych torfowisk. Maszynopis rozprawy doktorskiej, Łódź.
- Płaza D.K., Forysiak J., Borówka R.K., Okupny D., Marosik P., Obremska M., Michczyńska D.J. 2015. Aktywność osadnicza grup neolitycznych na obszarze wydm w Aleksandrowie i jej zapis w osadach przyległego torfowiska Rąbień. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi* 46: 229-250.
- Rodzick J., Siwek K. 2008. Natężenie procesów niweo-eolicznych w okolicy Lublina w lutym 2007 r. *Landform Analysis* 9: 192-197.
- Rotnicki K. 1970. Główne problem wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN* 11,2: 1-147.
- Słowiński M., Marcisz K., Płóciennik M., Obremska M., Pawłowski D., Okupny D., Słowińska S., Borówka R.K., Kittel P., Forysiak J., Michczyńska D.J., Lamentowicz M. 2016. Drought as a stress driver of ecological changes in peatland – A palaeoecological study of peatland development between 3500 BCE and 200 BCE in central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 461: 272-291.
- Starkel L., Michczyńska D., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40,1: 1-21.
- Szpikowski J. 2008. Rola procesów niweo-eolicznych w kształtowaniu rzeźby obszarów młodogłacjalnych (zlewnia Perznicy, Pojezierze Drawskie). *Landform Analysis* 9: 198-201. Szpikowski J., Kostrzewski A. 2016. Funkcjonowanie procesów eolicznych i niweo-eolicznych w warunkach młodogłacjalnych (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty). W: J. Świąchowicz, A. Michno (red.) *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmailow w 44 rocznicę pracy naukowej. IGI GP UJ w Krakowie, Kraków: 131-156.
- Tobolski K. 1966. Późnoglacialna i holocenyjska historia roślinności na obszarze wydmowym w dolinie środkowej Prozny. *Prace Komisji Biologicznej PTPN* 32,1: 1-69.
- Twardy J. 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. UŁ, Łódź: 1-292.
- Twardy J. 2012. Influence of man and climate changes on relief and geological structure transformation in central Poland since the Neolithic.

- Geographia Polonica* 84, Special Issue 1: 163-178.
- Twardy J. 2015. Wczesnośredniowieczna transformacja rzeźby eolicznej pola wydymowego w Karzsznicach (pradolina warszawsko-berlińska). *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 46: 337-357.
- Twardy J. 2016. Antropogeniczna faza wydymotwórcza w środkowej Polsce. W: J. Święchowicz, A. Michno (red.) *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanie Izmailow w 44 rocznicę pracy naukowej. IGI GP UJ w Krakowie, Kraków: 157-184.
- Twardy J., Wiśniewska M. 2015. Zapis działalności człowieka w transformacji wydym w Teodorach (Wysoczyzna Łaska) i Grabiszewie (Kotlina Kolska) podczas średniowiecza. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 46: 359-375.
- Twardy J., Forysiak J., Kittel P. 2014. Evolution of vegetation, relief and geology in Central Poland under anthropopressure. W: E. Koboжек, T. Marszał (red.) *Origin of relief of Central Poland and its anthropogenic transformation in Lodz University geographical research*. Wyd. UŁ, Łódź: 57-94.
- Wasylikowa K. 1964. Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny* 13: 261-417.
- Wasylikowa K. 1979. Roślinność stanowiska mezolitycznego w Witowie w okresie borealnym. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 25: 82-86.
- Wasylikowa K. 1999. Przemiany roślinności jako odbicie procesów wydymotwórczych i osadniczych w młodszym dryasie i holocenie na stanowisku archeologicznym w Witowie koło Łęczycy. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 41: 43-80.
- Wojtanowicz J. 1976. Występowanie i intensywność współczesnych procesów wywiewania i akumulacji pyłu eolicznego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 297, *Z badań czwartorzędu w Polsce* 18: 93-102.
- Wojtanowicz J. 1999. Procesy eoliczne. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 410-413.
- Żurek S. 2005. Abiotic natural environment in the area of selected raised mires. *Monographiae Botanicae* 94: 19-36.

Summary

Problems concerned with the relationship between aeolian processes and landforms and the functioning of lake-peatland areas have been often highlighted in the scientific literature. The present article is focused on the spatial relationship between aeolian landforms and wetlands as well as on the interaction between dunes and wetlands during their evolution in the Holocene. Assuming that the conditions of aeolian processes in Central Poland were in that period induced by human activity, a few sites were presented, where aeolian processes influenced the formation of the marginal parts of peatbogs adjacent to dunes. That caused a clear record of aeolian processes in biogenic sediments. At a few sites in the vicinity of Łódź, there are accumulation basins of biogenic material developing generally from the Late Vistulian as lake basins and in the Holocene the sedimentation continued or transformed into peatlands. To the peatbogs aeolian forms, mainly dunes, adhere and in the contact zone biogenic sediments interlock with aeolian deposits. Such situation has been documented at the Witów site, which like the next described study site Podgórze, is located in the Warsaw-Berlin ice-marginal valley. The Czarny Las site is situated in the longitudinal section of the Warta River valley, and the Rąbień site is located in the Łask Plain within an area of morainic plateau and a first order watershed. In the profiles of sandy and organic sediments investigated by several methods, including pollen analysis, lithological studies, radiocarbon dating as well as archaeological survey, the horizons documenting almost all phases of the settlement recognized for Central Poland. Human activity and initiation of dune destruction occurred in the Mesolithic and were determined by expansion of the Komornica culture (Witów, Rąbień), which resulted in deposition of sand on the lee sides of the dunes and their development toward the adjacent wetlands. At the Rąbień site, also distinct record of aeolian activity correlated the Janisławice culture from the Mesolithic has been detected. Neolithic aeolian episodes have been documented at Rąbień where the marginal part of the peatland was covered by series of sand, but no archaeological relicts from this period were documented at the site and its surroundings. Symptoms of the Neolithic activity marked also at the Witów and Czarny Las sites. Human activity from the Bronze Age was registered in

the deposits of the dune and the peatland at the Rąbień site. The Iron Age is recorded in the deposits at the foot of the dune at Czarny Las, also as covering by sand part of the peatland at Rąbień and as encroachment of the dune on the small peatland at Podgórze.

Throughout the Holocene, a record of aeolian processes development near peatbogs was marked. In the Mesolithic the record of aeolian processes in the marginal parts of peat deposits consisted in accumulation of thin sandy layers and inserts of dune sands. For the Neolithic and Bronze Age, an increase in the thickness of layers of aeolian provenance is recorded, which is an expression of the resumption of migration of inland dunes yet on a small scale. The contact zone between dunes and peatlands with inter-

locking aeolian processes and paludification processes expanded. In the Iron Age the marginal parts of some peatbogs (eg. Rąbień) or small peatland near dunes (site Podgórze) underwent covering by aeolian material. Throughout the Mesolithic, preference to settle dunes surrounding lakes, wetlands and peatland remained. Environments characterized by very high contrast were inhabited and exploited. Human groups directly settled in the area of dry aeolian geosystem while nearby were lake and peatland geosystems. The pressure exerted by the man on the sensitive components of the natural environment resulted in the record of several thousand years of interference of aeolian processes in lake-peatland geosystem.