Załącznik nr 3a – autoreferat w języku polskim

AUTOREFERAT

dr Edyta Kalińska-Nartiša

Wydział Nauk o Ziemi
Uniwersytet Mikołaja Kopernika
ul. Lwowska 1
87-100 Toruń

Toruń, kwiecień 2019 r.

DANE OSOBOWE:

1. Imię i nazwisko:

Edyta Kalińska-Nartiša

ORCID: http://orcid.org/0000-0003-0987-1091

ResearcherID: http://www.researcherid.com/rid/G-5953-2015

2. Posiadane dyplomy i stopnie naukowe:

- 2009: doktor nauk o Ziemi w zakresie geologii – stopień nadany uchwałą rady Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego z dnia 29 maja 2009, Warszawa; rozprawa doktorska pt.: "Paleogeografia południowego i wschodniego obrzeżenia Niziny Środkowomazowieckiej w młodszym plejstocenie", promotor: prof. dr hab. Leszek Marks (Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Instytut Geologii Podstawowej),
- 2005: magister geografii, specjalizacja geomorfologia z ochroną litosfery, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa; praca magisterska pt.: "Rozwój współczesnych procesów morfogenetycznych i antropopresji w rozwoju wąwozów w Kazimierskim Parku Krajobrazowym", promotor: prof. dr hab. Mirosław Bogacki (Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Instytut Geografii Fizycznej),
- 2004: magister geologii, specjalizacja geologia czwartorzędu, Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa; praca magisterska pt.: "Budowa geologiczna rejonu Plecewic w dorzeczu dolnej Bzury", promotor: prof. dr hab. Leszek Marks (Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Instytut Geologii Podstawowej),
- 2002: licencjat w zakresie geologii, Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa; praca licencjacka pt.: "Historia zastoiska warszawskiego", promotor: prof. dr hab. Leszek Marks (Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Instytut Geologii Podstawowej).

3. Przebieg zatrudnienia:

- Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, adiunkt od 10/10/2018;
- Institute of Ecology and Earth Sciences, University of Tartu, Estonia, returning researcher: od 11/04/2017 do 10/04/2018*;

– Lund Luminescence Laboratory, Department of Geology, Lund University , Szwecja, laboratory assistant: od 11/01/2016 do 10/04/2016*;

– Department of Geology, Lund University, Szwecja, post-doc: od 01/09/2014 do 31/08/2015*;

– Institute of Ecology and Earth Sciences, University of Tartu, Estonia, post-doc: od 30/10/2010 do 29/10/2013*;

– Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, adiunkt: od 01/10/2009 do 30/09/2012 (z urlopem bezpłatnym w latach 2010-2012).

* okresy pomiędzy poszczególnymi pozycjami są z reguły okresami na bezrobociu, lub pracy poza akademią

4. Osiągnięcie wynikające z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz.U. 2016 r. poz. 882 ze zm. w Dz. U. z 2016 r. poz. 1311):

Tytuł osiągnięcia:

Późnoglacjalne i wczesnoholoceńskie zmiany paleośrodowiskowe rejestrowane w osadach północno-wschodniej części europejskiego eolicznego pasa piaszczystego (ESB): studium przypadków z Litwy, Łotwy i Estonii

W skład osiągnięcia wchodzi **sześć** artykułów naukowych (**cztery** z listy Journal Citation Reports (JCR) i **dwa** z listy B MNiSW), gdzie w pięciu z nich jestem pierwszą autorką, a w jednym (numer **5**) pojawiam się na drugiej pozycji, ale jestem autorką korespondencyjną. Artykuły te przedstawia załącznik 3c i są one następujące:

[1] Kalińska, Edyta; Nartišs, Māris (2014). Pleistocene and Holocene aeolian sediments of different location and geological history: A new insight from rounding and frosting of quartz grains. Quaternary International, 328-329, 311–322.

dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.038

Impact Factor = 2.062; punktacja MNiSW = 30 punktów;

[2] Kalińska-Nartiša, Edyta; Nartišs, Māris; Thiel, Christine; Buylaert, Jan-Pieter; Murray, Andrew, Sean (2015a). Late-glacial to Holocene aeolian deposition in northeastern Europe - The timing of sedimentation at the Iisaku site (NE Estonia). Quaternary International, 357, 70–81.

dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.08.039

Impact Factor = 2.067; punktacja MNiSW = 30 punktów;

[3] Kalińska-Nartiša, Edyta; Thiel, Christine; Nartišs, Māris; Buylaert, Jan-Pieter; Murray, Andrew, Sean (2015). Age and sedimentary record of inland aeolian sediments in Lithuania, NE European Sand Belt. Quaternary Research, 84 (1), 82–95.

dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2015.04.001

Impact Factor = 2.198; punktacja MNiSW = 30 punktów

[4] Kalińska-Nartiša, Edyta; Thiel, Christine; Nartišs, Māris; Buylaert, Jan-Pieter; Murray, Andrew Sean (2016). The north-eastern aeolian 'European Sand Belt' as potential record of environmental changes: A case study from Eastern Latvia and Southern Estonia. Aeolian Research, 22, 59–72.

dx.doi.org/10.1016/j.aeolia.2016.06.002

Impact Factor = 2.298; punktacja MNiSW = 30 punktów

[5] Nartišs, Māris; **Kalińska-Nartiša, Edyta** (2017). An aeolian or a glaciolacustrine record? A case study from Mieļupīte, Middle Gauja Lowland, northeast Latvia. Geologos, 23 (1), 15–28.

dx.doi.org/10.1515/logos-2017-0002

Punktacja MNiSW = 14 punktów

[6] Kalińska, Edyta (2019). Understanding a continuous inland aeolian deposition: a closer look into a chronological and sedimentary record of the north-eastern European Sand Belt. Bulletin of Geography, Physical Geography Series, 16: 31–41.

dx.doi.org/10.2478/bgeol-2019-0003

Punktacja MNiSW = 13 punktów

Łączna wartość punktacji osiągnięcia: **147** punktów

Łączny IF osiągnięcia: **8.625**

Późnoglacjalne i wczesnoholoceńskie zmiany paleośrodowiskowe rejestrowane w osadach północno-wschodniej części europejskiego eolicznego pasa piaszczystego (ESB): studium przypadków z Litwy, Łotwy i Estonii

WSTĘP

Europejski pas piaszczysty (znany również pod nazwą: europejski eoliczny pas piaszczysty; *European Sand Belt = ESB*) rozprzestrzenia się na obszarze Niziny Środkowoeuropejskiej, zajmując

jej znaczy obszar od Wielkiej Brytanii, poprzez Holandię, Belgię, Niemcy, Polskę, aż po Rosję, Litwę, Łotwę i Estonię (Zeeberg, 1998, 1993). Jego powstanie jest ściśle powiązane z zasięgiem lądolodu ostatniego zlodowacenia (=Wisły, =Vistulianu), kiedy to dochodziło do akumulacji materiału piaszczystego (bliskiego transportu) i pyłowego (dalekiego transportu) na jego przedpolu w warunkach peryglacjalnych (Koster, 1988). Z tego też powodu północna granica pasa pokrywa się mniej więcej z maksymalnym zasięgiem ostatniego zlodowacenia podczas *Last Glacial Maximum (LGM)*. Z kolei południowa granica pasa dociera aż po maksymalny zasięg lądolodu podczas starszych zlodowaceń plejstoceńskich (Koster, 2009). Niemniej jednak, osady piaszczyste występują również w obrębie obszaru objętego ostatnim lądolodem, tworząc jednak oddzielne pola piaszczyste, aniżeli zwarty ciąg osadów, który można by nazwać pasem. Szczególnie jest to widoczne w przypadku krajów bałtyckich (Fig. 1), jak również w Finlandii (Käyhkö i in., 1999; Kotilainen, 2004), Szwecji (Alexanderson i Bernhardson, 2016; Bernhardson i Alexanderson, 2018) i Norwegii (Alexanderson i Henriksen, 2015). Generalny trend, który można prześledzić w pasie piaszczystym, przejawia się przewagą rozległych pokryw piaszczystych w zachodniej części pasa, oraz pól wydmowych w jego części centralnej i wschodniej (Koster, 2009).

Od początku zainteresowań nad genezą i rozwojem ESB szczególna uwaga została skupiona na warunkach depozycji osadów w jego zachodniej części (Van der Hammen, 1951; Van der Hammen i Wijmstra, 1971). Później prowadzono studia nad precyzyjniejszym ustaleniem ram chronologicznych rozwoju ESB przy użyciu datowań osadów (Bateman i Van Huissteden, 1999; Kasse, 2002, 1997; Kasse i in., 2007; Van Huissteden i in., 2000). Jak dotąd, studia paleogeograficzne nad zachodnią częścią pasa wydają się przeważać nad tymi, które były prowadzone w jego wschodniej części. Kompleksowe opracowania profili osadów znane są z Wielkiej Brytanii (Bateman i in., 2000; Bateman i Godby, 2004; Christiansen, 2004), Francji (Bertran i in., 2013, 2011; Sitzia i in., 2015), Holandii (Pierik i in., 2018; Sevink i in., 2018; van Mourik i in., 2010; Vandenberghe i in., 2013), Belgii (Beerten i Leterme, 2015; Crombé i in., 2013; Derese i in., 2010, 2009) i Niemiec (Hilgers, 2007; Kaiser i in., 2006; Küster i in., 2014; Tolksdorf i in., 2010). Studia nad centralna część pasa w Polsce dotyczące form rzeźby i stratygrafii osadów rozpoczęły się już w latach 20-tych poprzedniego stulecia, a za ich prekursorów należałoby uznać prace Wunderlicha (1917), Högboma (1923) oraz Lencewicza (1927). W dalszej kolejności prowadzone były badania traktujące o rozprzestrzenieniu wydm śródlądowych w Polsce, jak również dotyczące stratygrafii osadów (Mrózek, 1958; Galon, 1959, 1969; Kozarski, 1961; Urbaniak, 1967; Manikowska, 1969, 1970; Rotnicki, 1970; Nowaczyk, 1976). Wraz z rozwojem i

powszechnością metod datowań osadów, np. optycznie stymulowaną luminescencją (OSL) oraz metodą radiowęglową (^{14}C), badania nad osadami eolicznymi w Polsce rozwijają się w kontekście ich cech sedymentologicznych, czasu ich depozycji i rozwoju paleogeograficznego (Jankowski, 2012; Woronko i in., 2015; Woronko i Bujak, 2018; Zieliński i in., 2019, 2016a, 2016b, 2015, 2014, 2011).

Badania osadów północno-wschodniej części ESB (na wschód od Polski) wydają się mniej zaawansowane niż w przypadku jego fragmentu zachodniego. Rozprzestrzenienie wydm kontynentalnych oraz ich relacja do otaczających form pochodzenia glacjalnego stały się przedmiotem badań, podobnie jak w Polsce, na początku ubiegłego stulecia (Markov, 1928; Zemliakov, 1935). Zainteresowanie wydmami wygasło na długi czas, skupiając się później na analizie ich przestrzennego rozmieszczenia i ogólnej charakterystyce rzeźby eolicznej (Fedorovich, 1983; Zeeberg, 1998, 1993). Pierwsze próby określenia ram czasowych ich formowania pojawiły się pod koniec lat 80-tych w Estonii (Raukas i Hüüt, 1988) i miały swoją kontynuację na Litwie (Molodkov i Bitinas, 2006). Należy jednak podkreślić, że przedmiotem datowań były osady eoliczne tylko z kilku stanowisk. Szerszego spojrzenia na cechy strukturalno-teksturalne osadów eolicznych w europejskiej części Rosji dokonała Drenova i in. (1997). Podsumowując ten krótki zarys historii badań i przegląd literatury pokazuje znaczne różnice w istniejącym poziomie badań i wiedzy pomiędzy zachodnią i wschodnią częścią ESB (Fig. 1).

Podjęcie tematyki badawczej związanej z północno-wschodnią częścią ESB było przeze mnie możliwe w roku 2010 dzięki 3-letniemu projektowi post-doktorskiemu, jaki uzyskałam i realizowałam na Uniwersytecie w Tartu w Estonii oraz późniejszej współpracy międzynarodowej z badaczami z Estonii, Łotwy i Litwy. Współpraca ta pozwoliła mi na wyselekcjonowanie stanowisk testowych i prace terenowe w obrębie wymienionych krajów, a więc dobry dostęp do unikatowego materiału badawczego, który wcześniej był przedmiotem badań analitycznych tylko w nieznacznym stopniu. Stosowaną przeze mnie metodykę badawczą, dotyczącą analiz cech sedymentacyjnych osadów, poznałam i opanowałam jeszcze podczas studiów doktoranckich na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego i mogłam ją zastosować w przypadku badań osadów piaszczystych w regionie krajów bałtyckich. W dalszej kolejności, podczas mojej pracy na Uniwersytecie w Tartu, miałam możliwość kilkumiesięcznego i dwukrotnego pobytu w *the Nordic Laboratory for Luminescence Dating* (*Århus University, Risø*, Dania), które jest wiodącym w świecie laboratorium datowań luminescencyjnych. Datowania osadów piaszczystych wykonywałam tam samodzielnie, a dodatkowo zdobyłam wiedzę w zakresie metodyki i interpretacji otrzymanych wyników.

Kombinacja mojego wcześniejszego doświadczenia naukowo-badawczego i nowo nabytych umiejętności wraz z ciągle mocno nierozpoznanym obiektem badawczym, pozwoliła na oryginalną analizę środowiska sedymentacyjnego osadów, ram czasowych ich depozycji, a w konsekwencji także etapów rozwoju paleogeograficznego i zmian paleośrodowiskowych w obrębie obszarów objętych badaniami.

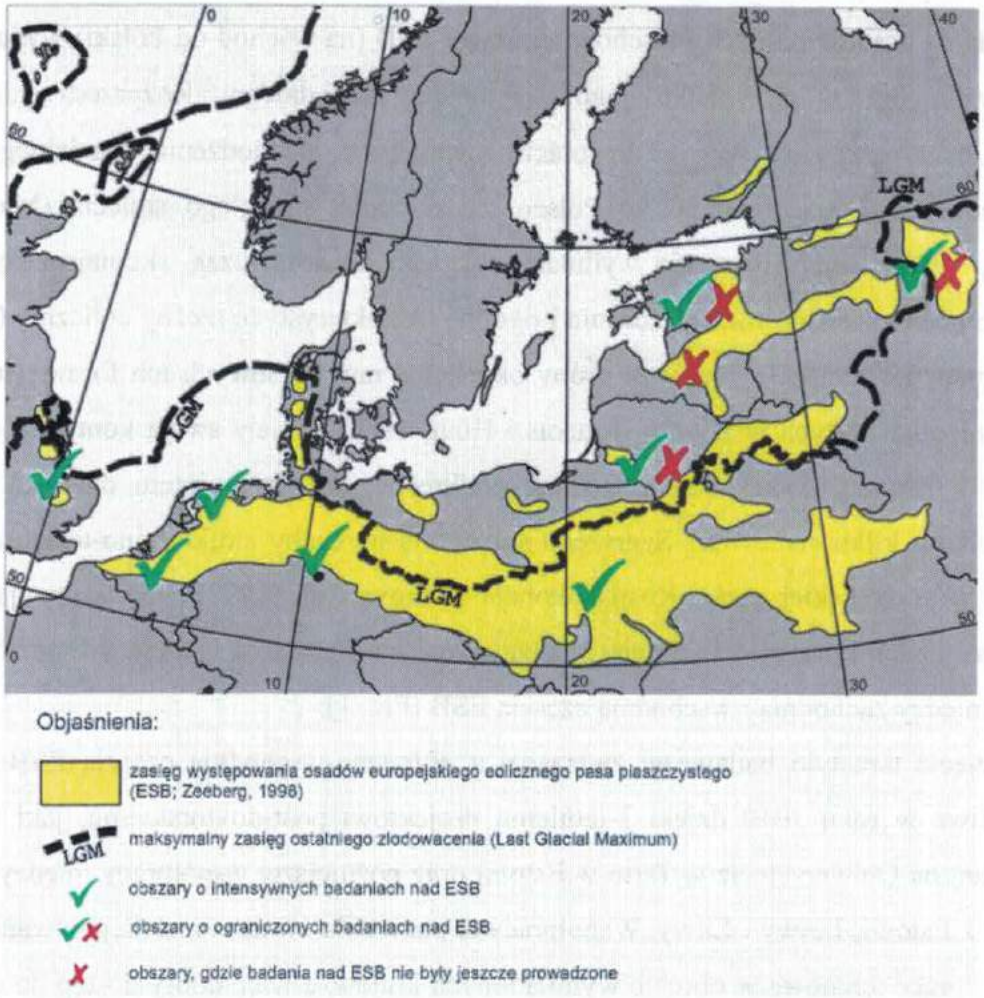

Fig. 1. Rozprzestrzenienie osadów europejskiego eolicznego pasa piaszczystego (ESB) ze wskazaniem na obszary o intensywnych i ograniczonych badaniach oraz braku badań.

CELE BADAWCZE

W ramach prowadzonych przeze mnie badań skupiłam się na odtworzeniu warunków depozycyjnych osadów piaszczystych budujących wydmy i pokrywy eoliczne w północno-wschodniej części europejskiego pasa piaszczystego. **Celem badań, które wchodzą w skład**

mojego osiągnięcia naukowego, było uzyskanie odpowiedzi na pytania skąd pochodzi osad, który buduje formy eoliczne, jakie były mechanizmy jego transportu oraz kiedy i dlaczego następowała intensyfikacja procesów eolicznych. Dokonałam zatem **rekonstrukcji paleośrodowiska eolicznego w regionie północno-wschodniego ESB**, która to rekonstrukcja posłużyła do korelacji z osadami ESB z centralnej i zachodniej części, a więc znacznej części Europy, podczas późnego glacjału i na początku holocenu.

Poszczególne etapy badań zmierzających do rozwiązania głównego problemu badawczego bezpośrednio wiązały się ze znalezieniem odpowiedzi na **cztery podstawowe pytania badawcze**:

1. KIEDY tworzyły się wydmy?
2. Czy aktywacja procesów eolicznych następowała zgodnie z RECESJĄ lądolodu?
3. Czy po okresie aktywności eolicznej następowała jej STABILIZACJA?
4. Do jakiego stopnia piasek budujący wydm nosi znamiona OBRÓBKI EOLICZNEJ?

KIEDY?

Ponieważ wydmy budują osady piaszczyste, a kwarc jest powszechnym minerałem w tymże osadzie, metodą, dzięki której można określić wiek ich depozycji jest optycznie stymulowana luminescencja (OSL). Jest to metoda powszechnie stosowana w badaniach geologicznych i przynosząca pozytywne efekty w przypadku osadów, które cechują się dobrym wyzerowaniem sygnału luminescencyjnego, pochodzącego albo od kwarcu albo od skaleni potasowych (Wintle, 2008). Oznacza to, że aby osiągnąć satysfakcjonujące wyniki datowania OSL osadów pochodzenia eolicznego, powinny one doświadczyć ekspozycji świetlnej przed ich ostatecznym zdeponowaniem (King i in., 2014).

Niemniej jednak, wyniki datowania OSL osadów wydmowych mogą również wzbudzać pewne wątpliwości, w szczególności, gdy otrzymane wyniki odbiegają od oczekiwanych lub w przypadku braku korelacji z danymi otrzymanymi innymi metodami datowania (np. metodą radiowęglową) lub niezgodności z ogólną sytuacją geologiczną. Jednym ze sposobów na zwiększenie wiarygodności wyników datowania OSL eolicznych jest pobranie szeregu próbek do datowania i korelacja uzyskanych wyników w obrębie analizowanego regionu (por. Leighton i in., 2014), co znalazło także zastosowanie w przypadku moich badań.

RECESJA?

Istotnym elementem pracy był wybór stanowisk testowych, które pozwoliłyby na udokumentowanie w miarę pełnej sukcesji osadów wydmowych w transekcie południkowym, począwszy od południowej Litwy po północną Estonią. Założenie to wynikało z faktu, że następstwo rozwoju wydm, a tym samym długość trwania procesów eolicznych (i związana z tym „dojrzałość" eoliczna osadu), mogły nawiązywać do recesji lądolodu skandynawskiego (Zeeberg, 1998). Wnioski odnośnie długości trwania, a zatem stopnia transformacji osadów eolicznych pochodzą z pracy Mycielskiej-Dowgiałło (1993), prezentującej wyniki badań dotyczących wykształcenia osadów wydm późnoplejstoceńskich w obszarach Polski, Belgii i Szwecji. Okazuje się, że dojrzałość eoliczna osadów pochodzących z wydm szwedzkich jest znacznie mniejsza niż ma to miejsce w przypadku Polski. W nawiązaniu do tych badań, potencjalne stanowiska badawcze zostały przeze mnie wytypowane w taki sposób, żeby choć jedno z nich dokumentowało przedpole poszczególnych faz recesyjnych lądolodu ostatniego zlodowacenia w jego północno-wschodnim sektorze LGM. Na podstawie wcześniej wspomnianych wyników badań Mycielskiej-Dowigałło (1993) przyjęto również założenie, że osady eoliczne na południu Litwy akumulowane były wcześniej, stąd ich ziarna kwarcowe powinny wykazywać większy stopień obtoczenia i zmatowienia, niż piaski eoliczne pochodzące z północnej Estonii.

STABILIZACJA?

Po okresie wzmożonej akumulacji eolicznej i nadbudowywania wydm, może następować przerwanie tego procesu, podczas którego dochodzi do stabilizacji form poprzez rozwój roślinności i poziomu glebowego. Z tego powodu wprowadzone w literaturze pojęcie sekwencji eoliczno-paleoglebowej (Rohdenburg, 1970), opisującej okresy wydmotwórcze o znaczeniu ponadregionalnym, powszechnie rozpoznawanej w zachodniej (Sevink i in., 2018) i w centralnej części pasa piaszczystego (Zieliński i in., 2011). Należy jednak podkreślić, że obecność tego typu sekwencji może zależeć np. od lokalnej dostępności materiału piaszczystego, czy też wzrostu intensywności wegetacji w zestawieniu ze słabszą działalnością wiatru (por. Guo i in., 2019). Wiedząc, że gleby kopalne, oznaczające momenty stabilizacji wydm, są znane przykładowo z centralnej części ESB (por. Jankowski, 2012), ale również na północ od ESB w północnej Finlandii (Matthews i Seppälä, 2014), przyjęto założenie, że powinny być one również obecne w badanej północno-wschodniej części ESB.

OBRÓBKA EOLICZNA?

W ramach dotychczasowych badań zajmowałam się w głównej mierze cechami teksturalnymi osadów, do których zaliczyć należy charakterystykę granulometryczną, obtoczenie i zmatowienie powierzchni ziaren piaszczystych frakcji piaszczystej, skład mineralny frakcji piaszczystej oraz zawartość minerałów ciężkich. Rezultaty tych badań wykazały, że zawartość eolicznych ziaren kwarcu, tzn. takich, które cechuje obtoczenie, a ich krawędzie i naroża są zmatowione, w wydmach i eolicznych pokrywach piaszczystych sięga prawie 100%. Podobne wyniki są znane z centralnej części pasa piaszczystego w Polsce (por. Zieliński i in., 2019). Okazuje się jednak, że typowe ziarna eoliczne mogą dominować również w osadach form nie-eolicznych, np. w rzekach (Kalińska-Nartiša i in., 2017), albo w osadach o genezie fluwioglacjalnej lub nawet glacjalnej (Woronko, 2012a; Woronko i Bujak, 2018). Mając na uwadze powyższe, eolicznych ziaren kwarcowych należałoby też się spodziewać w osadach wydmowych ESB.

Na podstawie przedstawionych powyżej hipotez badawczych, cele moich badań można uszczegółowić następująco:

– charakterystyka procesów transportu osadu oraz próba oszacowania czasu i/lub długości trwania transportu w korelacji z innymi obszarami ESB, gdzie taka sama lub podobna metodyka badawcza była stosowana (np. wcześniejsze moje badania z Centralnej Polski oraz badania innych autorów z różnych obszarów Polski);

– wskazanie na potencjalne obszary alimentacyjne;

– wydzielenie okresów o wzmożonej działalności eolicznej i ich korelacja z obszarami ESB, gdzie następstwo tej działalności jest już dobrze znane (tj. głównie część zachodnia pasa);

– wydzielenie etapów rozwoju paleogeograficznego od momentu spłynięcia jezior zastoiskowych w regionie krajów bałtyckich, aż po rozwój eolicznych form rzeźby terenu;

– charakterystyka luminescencyjna osadów eolicznych.

METODY BADAWCZE

Pobrane z profilów próbki osadów piaszczystych przeanalizowałam pod kątem granulometrycznym, obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziaren kwarcu oraz charakterystyki mineralogicznej. Badaniom poddano kilka frakcji piaszczystych. Były to głównie ziarna o średnicy 0.5–0.8 mm [prace **1-4**] oraz 0.8-1.0 mm [ale w zestawieniu z frakcją 0.5–0.8 mm: prace **2** i **3**], ponieważ te frakcje są uznane za reprezentatywne (Cailleux, 1952; Dzierwa i Mycielska-Dowgiałło,

2003: Kotilainen, 2004). Podczas mojego pobytu w Instytucie Geografii Rosyjskiej Akademii Nauk w laboratorium prof. Andrey'a Velichko, zaznajomiłam się również z nieco innym spojrzeniem na piaszczyste ziarna kwarcowe o większej frakcji 1.0-2.0 mm (zgodnie z metodyką Velichko i Timirieva, 1995), a wyniki badań przedstawione w pracy **5**.

Wśród zastosowanych przeze mnie metod badawczych na szczególna uwagę zasługuje metoda przy użyciu skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM), która pozwala na analizę charakteru powierzchni ziaren kwarcu i tzw. mikrostruktur na ich powierzchni [**4 i 6**], pod kątem rekonstrukcji typu środowiska, w jakim osad był zdeponowany, ale również pozwala wnioskować o wcześniejszych i późniejszych procesach morfodynamicznych, jakim takie ziarno podlegało (Mahaney, 2002; Vos i in., 2014).

Datowanie luminescencyjne kilkudziesięciu próbek piaszczystych [publikacje **2-6**] wykonałam podczas kilkumiesięcznego pobytu w *the Nordic Laboratory for Luminescence Dating* w Risø w Danii. Po przygotowaniu ekstraktów kwarcowych, wstępny test ich czystości (*IR test*) wykazał znaczne zanieczyszczenie skaleniami (prawdopodobnie w postaci inkluzji), praktycznie niemożliwe do usunięcia mechanicznego nawet po dwukrotnym zastosowaniu kwasu fluorowodorowego, użycie którego ma na celu pozbycie się resztek skaleniowych z osadu. Zatem w przypadku większości datowanych próbek zastosowałam metodę POSL (*pulsed OSL* = pulsacyjnej luminescencji), która jest stosowana w przypadku braku możliwości otrzymania „czystych" ekstraktów kwarcowych i stanowi do kilku % sumarycznej ilości datowanych rocznie próbek we wspomnianym laboratorium. Kilka próbek (głównie pochodzących z Litwy) nie wykazało zanieczyszczeń, w związku z czym zastosowałam standardową niebieską stymulację laserową [**3**]. Oprócz kwarcu, wykorzystane zostały również skalenie potasowe, a miało to szczególne znaczenie w przypadku swoistego sprawdzenia prawidłowości daty otrzymanej z kwarcu. Tego typu podwójne datowania (OSL/IRSL) wykonałam dla zestawu próbek pochodzących z Litwy [**3**].

UZYSKANE WYNIKI BADAŃ SKŁADAJĄCE SIĘ NA OSIĄGNIĘCIE NAUKOWE

Powszechnie uważa się, że kombinacja cech teksturalnych osadów, jak na przykład charakterystyka uziarnienia, obtoczenie i zmatowienie powierzchni ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej oraz charakterystyka mineralno-petrograficzna, stanowią dobre narzędzia do określenia długości trwania różnorodnych procesów (np. transportu w środowisku eolicznym) czy typu transportu (por. Mycielska-Dowgiałło, 1993).

Mając na uwadze powyższe, w pracy **1** położyłam szczególny nacisk na badania obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcowych osadów piaszczystych ze szczególnym zwróceniem uwagi na kilka aspektów, jak: (1) położenie geograficzne form rzeźby, z których pobierane były próbki osadów, (2) (sub)środowisko depozycyjne tychże osadów tj. czy pochodzą z wydmy, z form pokrywowych, lub z wydm nadmorskich, (3) osady podścielające formy eoliczne i będące prawdopodobnie materiałem alimentacyjnym, oraz (4) wiek depozycji osadu. Nadrzędnym celem tegoż opracowania była próba wychwycenia różnic teksturalnych pomiędzy osadami genezy eolicznej z różnych części Europy od Wysp Kanaryjskich po Finlandię, jednak ze szczególnym zwróceniem uwagi na ESB.

W pierwszym etapie badań (metodycznym) próbki piaszczyste przeanalizowałam z użyciem binokularu, w oparciu o kombinację różnych metod badawczych, z przewagą metody zaproponowanej przez Mycielską-Dowgiałło i Woronko (1998), jednak nieco zmodyfikowaną. Wydzielonych zostało siedem grup ziaren kwarcowych. Są to: (1) ziarna EL – dobrze obtoczone o błyszczącej powierzchni; (2) ziarna RM – dobrze obtoczone posiadające zmatowioną powierzchnię; (3) EM/EL – błyszczące pośrednio-obtoczone; (4) EM/RM – zmatowione na narożach i krawędziach pośrednio-obtoczone; (5) C – ziarna pęknięte, w których brakuje co najmniej 30% pierwotnego ziarna; (6) NU/M – ziarna nieobrobione o zmatowionej powierzchni, która jednak nie jest rezultatem procesów eolicznych, a wietrzenia chemicznego; (7) – ziarna NU/L – ziarna nieobrobione tzw. „świeże" o błyszczących przełamach. Ta analiza pozwoliła przejść do kolejnego etapu, gdzie, na podstawie jej wyników, pogrupowałam pewne typy ziaren, tak, aby dana grupa najlepiej odzwierciedlała długość transportu oraz środowisko depozycyjne. Tym samym powstały następując grupy: (1) ziaren obtoczonych (RM, EM/EM, EL, EM/EL), gdzie transport był relatywnie długi; (2) ziaren nieobtoczonych (NU/M i NU/L), które nie podlegały transportowi; (3) ziaren o zmatowionej powierzchni (RM i EM/RM), które świadczą o ich transformacji w środowisku eolicznym; (4) ziarna błyszczące (EL i EM/EL) związane ze środowiskiem wody płynącej; (5) ziarna zwietrzałe *„in situ"* (NU/M), oraz (6) ziarna ze świeżymi przełamami (NU/L), będące wynikiem np. egzaracji w środowisku glacjalnym.

Kolejnym etapem badań było zdefiniowanie współczynników dla każdej próbki, które określałyby dwa typy zależności: (1) długi i intensywny transport osadu vs. krótki i mniej intensywny transport, oraz (2) eoliczno-wietrzeniowe środowisko depozycji vs. środowisko fluwialno-glacjalne.

Głównym rezultatem tych analiz jest stwierdzenie, że ziarna eoliczne dominują w osadach z każdego analizowanego stanowiska bez względu na ich lokalizację, wiek czy materiał podścielający, co oznacza, że doświadczyły one intensywnej transformacji eolicznej. Jednakże, uwidaczniają się różnice i trendy w udziale poszczególnych typów ziaren, w zależności od analizowanych aspektów (od położenia geograficznego po wiek osadu). Okazuje się, mianowicie, że :

– związek pomiędzy wiekiem osadów, a ich przekształceniem przez procesy eoliczne wydaje się prawdziwy tylko dla osadów najstarszych tj. Vistuliańskich (w tym przypadku z Centralnej Polski i jednocześnie centralnej części pasa piaszczystego), które to wykazują spektakularnie duży udział ziaren eolicznych, oraz osadów najmłodszych (z zachodniej Finlandii) posiadających raczej mieszaninę ziaren różnych środowisk depozycyjnych, gdzie również stopień obróbki eolicznej jest najniższy;

– założenie odnośnie południkowego zróżnicowania stopnia obtoczenia i zmatowienia związanego z recesją lądolodu, a postulowane odpowiednio dla osadów eolicznych z Polski oraz Szwecji, Belgii i Polski przez Goździka (1991) i Mycielską-Dowgiałło (1993), jak wspomniałam wcześniej, jest tylko częściowo spełnione dla badanych przeze mnie osadów; okazuje się bowiem, że osady eoliczne podobne wiekowo, wykazują ogromne zróżnicowanie kształtów ziaren i ich zmatownienia, a idąc dalej lokalna/regionalna sytuacja geologiczna i odziedziczenie pewnych cech po osadach źródłowych wpływa na charakter ziaren;

– nie ma ścisłej zależności pomiędzy stopniem transformacji ziaren a subśrodowiskiem depozycji eolicznej, co oznacza, że idealnie obtoczone ziarna eoliczne mogą pojawiać się w pozornie inicjalnych eolicznych formach pokrywowych (środkowa Polska), a jednocześnie różnorakie typy ziaren (tzn. nie-eoliczne) są typowe dla dobrze rozwiniętych wydm o pokaźnych rozmiarach (północno-wschodnia część ESB).

W publikacjach **2–5** przedstawiłam studium przypadków litewsko-łotewsko-estońskich stanowisk wydmowych. Niemalże we wszystkich analizowanych stanowiskach wydmy tworzyły się na osadach glacilimnicznych jezior zastoiskowych, które spłynęły wraz z postępującą recesją lądolodu (Hang, 2001; Kalvāns i in., 2016; Nartišs i Zelčs, 2011). Jeziora te musiały być relatywnie płytkie, ponieważ w ich osadach materiał piaszczysty przeważa na iłami zastoiskowymi (Nartišs i in., 2009). Wraz z osuszeniem jezior, na płaskich i znacznych rozmiarów powierzchniach tworzyły się pola wydmowe zdominowane przez wydmy paraboliczne (Celiņš i Nartišs, 2011).

Praca **2** dotyczy położonego najbardziej na północ pola wydm śródlądowych w Estonii, w pobliżu miejscowości Iisaku, na północ od jeziora Pejpus. Osady eoliczne graniczą tutaj bezpośrednio z drobnopiaszczystymi osadami tzn. glacjalnego jeziora Pejpus, którego powstanie jest korelowane z fazą Pandivere ostatniego zlodowacenia (Kalm i in., 2011), pośrednio datowaną na 14450±240 i na 14370±205 kal BP (odpowiednio Amon i in., 2012; Kihno i in., 2011). Według nowszych prac (Amon i in., 2016) deglacjacja rozpoczęła się ok. 14200 kal BP, a zakończyła 13800 lat temu.

Próby określenia wieku depozycji wydm podjęto pod koniec lat 80-tych ubiegłego stulecia (Raukas i Hüüt, 1988) używając metody termoluminescencyjnej (TL) oraz luminescencji z wykorzystaniem stymulacji światłem o barwie podczerwonej (IRSL). Wyniki tych datowań pokazały, że depozycja materiału eolicznego następowała w dość szerokim przedziale czasowym, tj. od 13,6±1,5 tys. lat do 3,0±0,5 tys. lat. Biorąc jednak pod uwagę znaczne przedziały błędów dochodzące do 20-100% samej daty, oraz inwersję dat, należy traktować te badania, jako przyczynek do intensywniejszego rozpoznania charakteru luminescencyjnego osadów, co zostało z dużej mierze wykazane w przedstawianym osiągnięciu.

Głównym celem badawczym w pracy nr **2** było szczegółowe spojrzenie na rozwój paleogeograficzny regionu północno-wschodniej Estonii ze szczególnym uwzględnieniem dominujących w krajobrazie wydm i próby wydzielenia faz wydmotwórczych. Osady eoliczne zostały również po raz pierwszy scharakteryzowane pod kątem ich cech teksturalnych oraz strukturalnych. Rezultaty wszystkich otrzymanych dat OSL są dobrze wiekowo skorelowane z fazami tzw. Bałtyckiego Jeziora Lodowego (*BIL*), częścią którego było również glacjalne jezioro Pejpus (Vassiljev i Saarse, 2013). Istnienie obu tych zbiorników wodnych, a w szczególności dostawa olbrzymich ilości wód roztopowych u czoła wycofującego się lądolodu, miało znaczący wpływ na rozwój paleogeograficzny regionu. Wyniki datowań można podzielić na trzy grupy: (1) około 13,3 tys. lat, (2) od 12,5 do 12,7 tys. lat, oraz (3) od 10,5 do 11,5 tys. lat, które pokrywają się odpowiednio z fazami A_2, BI i BIII tegoż jeziora. Zgodnie z otrzymanymi datowaniami osadów, pierwsza faza wydmotwórcza miała miejsce ok. 13,3 tys. lat temu, kiedy to jednak znaczny obszar był pod przykryciem wody (Heinsalu i Veski, 2007; Saarse i in., 2012). Tak sprzeczna sytuacja interpretacji paleośrodowiska wymaga ponownego rozpatrzenia i wprowadzenia alternatywnego scenariusza. Dlatego też poziom wody w jeziorze glacjalnym mógł być albo niższy (Rosentau i in., 2004), co pozwoliłoby na suchsze warunki do akumulacji wydm, albo, zakładając niezmienny poziom wody, musiał istnieć nieco bardziej wyniesiony obszar na kształt wyspy w obrębie jeziora

(Vassiljev i Saarse, 2013), gdzie miały miejsce inicjalne procesy wydmotwórcze. Jeszcze jednym wytłumaczeniem tak „starych" i pokrywających się z istnieniem jezior lodowcowych procesów eolicznych w tej części pasa piaszczystego może być „zbyt stary" rezultat datowania OSL. Jednakże charakter luminescencyjny, rozkład dawek równoważnych (D_e) i generalne zachowanie się ekstraktów kwarcowych podczas stymulacji są bardzo podobne do pozostałych datowanych próbek, co nie daje powodu do zakwestionowania tego najstarszego w regionie rezultatu datowania.

Kolejna faza tworzenia się wydm miała miejsce około 12,5–12,7 tys. lat temu i jest korelowana z estońską fazą Palivere – ostatnią, podczas której lądolód skandynawski znajdował się na terytorium północnej Estonii (Kalm i in., 2011). Horyzontalna i falista laminacja osadu wraz z wyraźną alternacją kwarcowych ziaren eolicznych mogą świadczyć o środowisku okresowo wilgotnym, gdzie depozycja materiału eolicznego mogła zachodzić np. tylko w zimie, kiedy materiał mógł być uwalniany z osadu poprzez sublimację lub ewaporację (McKenna Neuman, 2004; Nickling i Neuman, 2009). Następna faza wydmotwórcza pomiędzy 10,9–11,5 tys. lat rozpoczęła się tuż po ostatnim drenażu BIL, które miało miejsce 11,650 lat temu (Vassiljev i Saarse, 2013). Zapis ziaren kwarcowych świadczy o tym, że procesy eoliczne były bardziej lub mniej intensywne, a ich zmniejszenie aktywności eolicznej może być związane z pojawiającą się nieciągłą pokrywą roślinną, która częściowo hamowała uruchomienie materiału przez wiatr. Podczas ostatniego etapu mającego miejsce około 10,5 tys. lat temu doszło do akumulacji piasków masywnych, co mogło być spowodowane post-glacjalnym ochłodzeniem klimatycznym, którego zapis został zidentyfikowany w osadach małych jezior na niżu estońskim (Sohar i Kalm, 2008).

Jak wspomniałam wcześniej, praca **2** jest pierwszym tego typu opracowaniem w regionie, dzięki czemu pozwala na zrozumienie charakteru luminescencyjnego osadów w tej części pasa piaszczystego (ale również osadów czwartorzędowych w ogólności). Sygnał luminescencyjny w osadach jest silny, jednak osady te wykazują znaczne zanieczyszczenie skaleniami, gdzie standardowe metody, takie jak separacja w cieczach ciężkich i późniejsze użycie kwasu HF, nie są w stanie ich usunąć i konieczne jest zastosowanie np. metody luminescencji pulsacyjnej (POSL).

Przedmiotem badań opisanym w artykule **3** są wydmy śródlądowe na Litwie, datowania których były jak dotąd najpowszechniejsze w krajach bałtyckich. Satkūnas i in. (1991) zastosowali metodę termoluminescencyjną (TL), otrzymując daty z przedziału od 10 do 13,2 tys. lat. Późniejsze użycie skaleni potasowych do datowania, a więc zastosowanie metody datowań IRSL przez Molodkova i Bitinasa (2006) z trzech różnych pól wydmowych Litwy pozwoliło na stwierdzenie, że wydmy tworzyły się w szerokim przedziale czasowym, tzn. od 10,6 do 3,2 tys. lat, obejmując tym

samym znaczną część holocenu. W pracy nr **3** pojawiają się nowe dane z trzech innych pól wydmowych na Litwie, których osady datowane były nie tylko metodą OSL, ale rówież IRSL przy użyciu skaleni potasowych. Tego typu „podwójnych" datowań tych samych próbek i ich porównania również brakuje w regionie krajów bałtyckich. Praca **3** weryfikuje zatem wiarygodność datowań OSL.

Rezultatem pracy **3** jest zaproponowanie modelu sedymentacyjno-stratygraficznego dla litewskiej części ESB poprzez wydzielenie trzech serii: (1) glaciolimniczno-eolicznej, (2) starszej serii eolicznej, oraz (3) młodszej serii eolicznej. Pierwsza z wymienionych serii charakteryzuje się obecnością przewarstwień ilasto-drobnopiaszczystych, o horyzontalnej i falistej laminacji, jednak bez większego zróżnicowania pod kątem charakteru ziaren kwarcowych w porównaniu z seriami eolicznymi. Dominacja minerałów z grupy mik w ogólnym składzie mineralnym osadu wskazuje na depozycję w środowisku wody stojącej (por. Vandenberghe, 2013). Datowania OSL i IRSL wskazują, że osad był deponowany odpowiednio 42 tys. lat i 181 tys. lat temu, co czyni go znacznie starszym niż można by się było spodziewać i świadczy o jedynie częściowym lub nawet braku zerowania osadu.

Starsza seria eoliczna na obszarze Litwy jest reprezentowana przez osady eoliczne z centralnej części kraju, a jej depozycja miała miejsce 15,8–15,9 tys. lat temu. Przedział wiekowy 15,5–15,7 tys. lat został otrzymany w wyniku datowań IRSL, co świadczy o tym, że zarówno kwarc, jak i skalenie przeszły totalne zerowanie z momentem depozycji osadu. Suche i raczej chłodne warunki klimatyczne w rejonie litewskim znalazły również swój zapis w osadach jeziornych w postaci obecności zimnolubnej roślinności pionierskiej (Stančikaitė i in., 2008), oraz typową depozycją eoliczną, mającą swoje odzwierciedlenie w dużokątowych warstwowaniach przekątnych, rozwijających się na zawietrznym stoku wydmy. Niemniej jednak, deformacje w osadzie wydmowym wraz ze wzrostem udziału ziaren o charakterze fluwialnym mogą świadczyć o krótkoterminowych i prawdopodobnie lokalnych epizodach, gdzie depozycja eoliczna została przerwana poprzez wilgotniejsze warunki.

Najmłodszy etap działalności procesów wiatrowych, związany z depozycją młodszej serii eolicznej miał miejsce pomiędzy 12,0 a 14,0 tys. lat temu i wyraża się zarówno obecnością ripplemarków wstępujących, które to świadczą o transporcie przez saltację w warunkach suchych i o prędkości wiatru 4–8 m/s (Zieliński i Issmer, 2008) jak również, podobnie, jak w przypadku estońskiej części ESB, obecnością struktury masywnej prawdopodobnie świadczącej o depozycji w postaci pól piasków pokrywowych. Prędkość wiatru była zmienna, co przejawia się naprzemienną

zmianą parametrów granulometrycznych (częste zmiany średniej średnicy ziaren oraz wysortowania osadu). Pomimo, że ta najmłodsza seria charakteryzuje się największym udziałem ziaren zmatowionych i obtoczonych, a więc najwyższym stopniem transformacji w środowisku eolicznym, miejscowo pojawia się również wzrost udziału ziaren o charakterze fluwialnym. Podobnie, jak w przypadku starszej serii eolicznej, mogą one świadczyć albo o chwilowym zatrzymaniu depozycji eolicznej, albo mogły być odziedziczone z lokalnych osadów.

Przedmiotem badań w pracy **4** są osady wydmowe na terenie Łotwy – jedynego kraju bałtyckiego, gdzie osady eoliczne nie doczekały się jak dotąd analiz strukturalno-teksturalnych osadów i datowań metodami luminescencyjnymi. Moja publikacja jest zatem pierwszym opracowaniem tego typu na Łotwie. Ponieważ osady eoliczne Łotwy mają swoją kontynuację w południowej części Estonii, również one zostały uwzględnione w przeprowadzonych badaniach. Podobnie, jak poprzednich pracach, celem prowadzonych tu analiz było przede wszystkim dostarczenie nowych danych luminescencyjnych i sprecyzowanie wieku osadów eolicznych, oraz szerokiej charakterystyki teksturalnej. Dane te posłużyły do rekonstrukcji zmian środowiskowych podczas późnego glacjału i holocenu na terytorium Łotwy i Estonii.

Z wyników przeprowadzonych przeze mnie analiz jasno wynika, że nie ma praktycznie różnic w obtoczeniu i zmatowieniu powierzchni ziaren kwarcowych pomiędzy osadami eolicznymi a ich osadami źródłowymi, ponieważ w obu tych typach osadów występują ziarna o charakterze peryglacjalnym. Jedynie obecność minerałów z grupy mik w osadach podścielających może być doskonałym narzędziem do wydzielenia serii zastoiskowych od serii wydmowych. Zakładając, że transport materiału był raczej lokalny, powinny w osadzie dominować ziarna tylko o częściowym obtoczeniu. Okazuje się jednak, że w niektórych profilach pojawiają się czasem horyzonty o znacznym wzbogaceniu w dobrze obtoczone ziarna matowe – podobne do tych, które są znane np. ze środkowej Polski. W tym przypadku takie ziarna mogą być rezultatem sortowania w środowisku eolicznym lub też mogły zostać odziedziczone z formacji przedczwartorzędowych, takich jak terygeniczne piaskowce dewońskie. Datowania OSL osadów leżących bezpośrednio pod serią eoliczną, pokazały, że osady te charakteryzują się częściowym lub brakiem wyzerowania. Nie jest to zbyt zaskakujące, zważywszy na fakt, że były one akumulowane w środowisku wody stojącej (osady zastoiskowe) lub wody płynącej (osady aluwialne). Zrozumiałe jest więc, że data 190 tys. lat znacząco odbiega od rzeczywistego czasu depozycji osadu.

Otrzymane przeze mnie rezultaty datowań (praca **4**) nie pozwalają wydzielić etapów rozwoju wydm, a raczej zdefiniować szerszy przedział czasowy depozycji, który miał miejsce od

około 15,6 tys. lat do 8,5 tys. lat. Podobnie, jak w pozostałych krajach bałtyckich, inicjalny etap rozwoju wydm pokrywa się niemalże czasowo z deglacjacją pewnych obszarów na Łotwie – m.in. z fazą Gulbene, której wiek berylowy określony jest na 15,5–14,5 tys. lat (Rinterknecht i in., 2006). Aby zrozumieć lepiej tego typu mechanizm, należałoby wykonać serię datowań o większej rozdzielczości, ale również wziąć pod uwagę fakt, że deglacjacja odbywa się częstokroć asynchronicznie (por. Rinterknecht i in., 2018). Dalsza akumulacja eoliczna miała miejsce około 13 tys. lat temu i jest z całą pewnością odzwierciedleniem zimniejszych substadiałów (np. GI-1b) wydzielanych na podstawie stratygrafii grenlandzkiej (Walker i in., 1999). Na uruchomienie procesów eolicznych pozwalała rzadka pokrywa roślinna w postaci tundry bezdrzewnej (Stivrins i in. 2015), a sama działalność eoliczne zapisała się w postaci typowych dla środowiska wydmowego warstwowań dużokątowych. Jednakże w pojedynczych stanowiskach testowych, dominowała w tym czasie sedymentacja, której efektem jest laminacja horyzontalna i falista osadu z dużym udziałem minerałów blaszkowych, świadcząca o nieco wilgotniejszych warunkach klimatycznych. Taki stan rzeczy może być wytłumaczony poprzez lokalne warunki środowiskowe i inicjalne tworzenie się wydmy. Akumulacja eoliczna miała swoją kontynuację do około 11,4 tys. lat temu, co z pewnością ułatwiała nieciągła pokrywa roślinna. Co istotne, w zachodniej Europie, oprócz danych z Niemiec (Hilgers, 2007), w tym czasie brak jest aktywności eolicznej prawdopodobnie z powodu dość gwałtownej stabilizacji wydm poprzez rozwijającą się pokrywę roślinną (Sitzia i in., 2015). Masywne osady piaszczyste wieńczą zapis akumulacji eolicznej na Łotwie około 8,5 tys. lat temu, odzwierciedlając prawdopodobnie ochłodzenie klimatyczne 8,2 tys. lat temu (Rasmussen i in., 2014) i wyrażające się w akumulacją osadów o charakterze pokrywowym.

Ponieważ drobnoziarniste glaciolimniczne osady piaszczyste są powszechnym materiałem źródłowym dla osadów akumulacji eolicznej w regionie krajów bałtyckich, w publikacji nr **5** podejmuję próbę odróżnienia tych osadów od siebie. Pomimo, że osady akumulacji zastoiskowej bezpośrednio graniczą z piaskami eolicznymi, to podczas prac terenowych nie udało się ich udokumentować we wszystkich profilach testowych, a tylko w kilku z nich. Profil Mieļupīte z północno-wschodniej Łotwy (omawiany w publikacji **5**) wydaje się zatem idealny do tego typu porównań, gdyż pojawia się tutaj dwie sekwencje osadów. Pierwszą reprezentują osady głębokiej sedymentacji zastoiskowej, które są stosunkowo nietypowe dla regionu i wyrażone jasnoszarą serią osadów ilastych. Drugą stanowią piaski, w obrębie których widoczna jest prawdopodobnie sekwencja tranzytowa, deponowana w warunkach wypływania jeziora, oraz leżąca powyżej sekwencja piasków średnioziarnistych – prawdopodobnie o genezie eolicznej. Nadrzędnym celem

pracy **5** była próba znalezienia odpowiedzi na pytania: (1) jak wygląda kontakt pomiędzy osadami zastoiskowymi i eolicznymi, (2) kiedy miała miejsce depozycja materiału piaszczystego, oraz (3) do jakiego stopnia zapis środowiska eolicznego jest rozpoznawalny w osadzie? Wyniki większości analiz wskazują jasno, że wpływ środowiska eolicznego był znaczący, co jest widoczne w bardzo niewielkim zróżnicowaniu parametrów uziarnienia osadów oraz obecności zarówno kwarcowych ziaren matowych – bezpośrednich świadków środowiska eolicznego, oraz ziaren o powierzchni mocno oskorupionych bezpostaciową krzemionką. Te ostatnie ziarna są zapisem intensywnych warunków peryglacjalnych, kiedy mają miejsce liczne cykle zamarzania i rozmarzania (Woronko, 2012b; Woronko i Hoch, 2011). Z drugiej jednak strony, wyniki analiz mineralogicznych wydają się nie do końca jednoznaczne, ponieważ kwarc nie dominuje w analizowanych osadach, jak jest to ogólnie przyjęte dla osadów pochodzenia eolicznego (Muhs, 2004; Pettijohn i in., 1987). Wskazuje to z pewnością na dość ograniczoną dojrzałość mineralogiczną osadów, nie tylko w analizowanym profilu, ale w całym północno-wschodnim ESB.

Co zaskakujące, depozycja osadów eolicznych leżących tuż ponad sekwencją glacilimniczną miała miejsce 9,2±0,6 tys. lat temu. Z kolei, depozycja osadów zastoiskowych miała miejsce pomiędzy 12,0 tys. i 15,4 tys. lat temu (Rinterknecht i in., 2006), co jasno oznacza istnienie trwającej kilka tysięcy lat przerwy pomiędzy spłynięciem jeziora glacjalnego, a osuszeniem i rozpoczęciem procesów eolicznych. Pola wydmowe, które tworzyły się w podobnym przedziale czasowym są znane w regionie północno-wschodniej Łotwy (Nartišs i in., 2009). Nie ulega jednak wątpliwości fakt, że zarówno cechy strukturalne, gdzie brak jest widocznych powierzchni erozyjnych lub zaburzeń, jak i cechy teksturalne, zaznaczające się obecnością znacznych ilości ziaren o charakterze peryglacjalnym, przemawiają za depozycją eoliczną w warunkach peryglacjalnych na przedpolu lądolodu skandynawskiego podczas łotewskiej fazy Linkuva. Taka wersja wydarzeń koreluje się dobrze również z innymi regionami w północno-wschodniej części ESB, gdzie do akumulacji piaszczystej dochodziło niemalże natychmiast po recesji lądolodu. Trzeba pamiętać, że oba scenariusze są jednakowo istotne i tylko przyszłe badania, a w szczególności datowania OSL znacznej ilości próbek, mogą albo potwierdzić, albo zaprzeczyć temu faktowi.

W artykule **6** zostały zebrane istniejące dane i omówione procesy eoliczne odpowiedzialne za rozwój północno-wschodniej części ESB, ze szczególnym zwróceniem uwagi na określenie wieku depozycji osadów, charakterystyki tej depozycji (ciągła–nieciągła), przyczyn brak materiału organicznego oraz tendencji luminescencyjnych w regionie i czynników, które prawdopodobnie

decydują o tych tendencjach. Osady organiczne w wydmach są bardzo rzadkim zjawiskiem w północno-wschodniej części ESB i dotychczas jedynie gytja (ale nie gleba kopalna), leżąca pod osadami ESB została wydatowana metodą radiowęglową na ca. 13,430 kal BP (biały prostokąt w sekcji „Age" na Fig. 2; Blažauskas i in., 1998). Niemniej jednak gleby kopalne, które powstały ok. 12 tys. i 13,3 tys. lat temu zostały ostatnio odnotowane przez Konstantinova i in. (2019) w zachodniej części Syberii, wprawdzie znacznie poza ESB, ale dając jednak impuls do dalszych poszukiwań. Podczas prowadzonych przeze mnie prac terenowych na Łotwie, tylko w jednym stanowisku testowym (Silezers), w warstwie przejściowej pomiędzy drobnopiaszczystymi osadami zastoiskowymi oraz wyżej leżącymi osadami wydmowymi, znaleziono częściowo zaburzony i mało miąższy horyzont organiczny, którego wykształcenie należałoby powiązać raczej z redepozycją osadów niż z zatrzymaniem procesów eolicznych, ociepleniem klimatu i depozycją osadów organicznych.

Wyniki datowań OSL jasno pokazują, że depozycja eolicznych osadów śródlądowych odbywała się w północno-wschodnim ESB bez przerw od późnego glacjału po holocen, tj. od 15,9 do 8,5 tysiąca lat temu (Fig. 2), jednak z późniejszą reaktywacją, jaka znana jest przykładowo z Litwy (Molodkov i Bitinas, 2006). Najprostszym wytłumaczeniem takiej kontynuującej się depozycji eolicznej może być fakt, że poziomy glebowe istnieją, choć nie zostały jeszcze znalezione lub też istniały wcześniej, ale zostały zerodowane. Należy jednak wziąć pod uwagę fakt, że w analizowanych profilach praktycznie nie stwierdzono obecności horyzontów erozyjnych, co wraz z brakiem wspomnianych poziomów gleb kopalnych świadczy o tym, że zmiany krajobrazu nie były dynamiczne (por. Hošek i in., 2017). Najbardziej prawdopodobny scenariusz jego ewolucji zakłada ograniczony rozwój gleb w związku z suchością warunków klimatycznych w porównaniu z obszarami położonymi w zachodniej części Europy. Przykładem jest obszar Estonii, który podczas trwania całego późnego glacjału był bezdrzewny (Amon i in. 2014). Dominowała tam roślinność o charakterze pionierskim (Amon i in., 2016), co jasno wskazuje na suche i zimne warunki klimatyczne typowe dla otwartych krajobrazów arktycznych (Laumets i in., 2014). Dane z Łotwy wskazują z kolei na obecność rzadkiej tundry istniejącej w czasie pomiędzy 12,700 i 13,000 lat temu (Stivrins i in., 2015). Również na leżącym najbardziej na południu terytorium Litwy dominowała roślinność zimnolubna (Stančikaitė i in., 2004). Porównując wspomniane ramy czasowe z centralną czy zachodnią częścią ESB, wegetacja w tej ostatniej wydaje się znacznie bujniejsza (Bos i in., 2018; Karasiewicz i in., 2017), w związku z tym dająca duże większe szanse na rozwój pokryw glebowych (Zieliński i in., 2019).

Jak wspomniałam już wcześniej, inicjalny test „czystości" ekstraktów piaszczystych (tzn. test OSL/IR) pokazał, że osady w północno-wschodniej części eolicznego pasa piaszczystego wykazują dwie tendencje. Próbki z Estonii i Łotwy (oprócz dwóch) wykazują znaczne zanieczyszczenie skaleniami, co nie pozwala na użycie tradycyjnej niebieskiej stymulacji. Z kolei, próbki pochodzące z Litwy są wolne od skaleni. Jedną z przyczyn zanieczyszczenia skaleniowego mogą być bez wątpienia piaskowce sylurskie i dewońskie bezpośrednio graniczące z osadami czwartorzędowymi (Kalm i in., 2011), które w składzie mineralnym posiadają zmienną zawartość kwarcu od 50% do nawet 95% w zależności od formacji, do której przynależą. Przykładowo w estońskiej piaskowcowej formacji Aruküla dominują arkozy, gdzie udział kwarcu wynosi jedynie 50–70% (Kleesment i in., 2012). Z drugiej jednak strony, jedna próbka łotewska ze stanowiska Bērzi nie wykazała zanieczyszczenia skaleniowego, pomimo bliskiej lokalizacji skał formacji Kernave, gdzie udział skaleni jest podobny, jak w przypadku wspomnianej estońskiej formacji arkozowej. Idąc dalej tym tropem, poprzednie datowania dla osadów litewskich (Molodkov i Bitinas, 2006) skupiały się na wykorzystaniu skaleni (i datowań IRSL), a nie kwarcu, co może świadczyć o fakcie, że kwarc okazał się dla tych datowań nieodpowiedni. Niemniej problem odnośnie przyczyny zanieczyszczenia osadów estońsko-łotewskich, a jej braku w osadach litewskich pozostaje wciąż nierozwiązany. Niewątpliwie jest to przyczynek do kontynuacji datowań w tym regionie ze szczególnym zwróceniem uwagi na właściwości luminescencyjne osadów, nie tylko eolicznych, ale różnorodnych serii piaszczystych, będących potencjalnym źródłem dla osadów wydm.

Zestawienie dotychczasowych wyników datowań luminescencyjnych pokazuje również, że rozwój wydm nie odbywał się zgodnie z deglacjacją obszaru, a jest raczej mocno asynchroniczny: najstarsze wydmy pochodzą ze środkowej Litwy, natomiast najmłodszy okres aktywności procesów eolicznych jest znany ze wschodniej Łotwy.

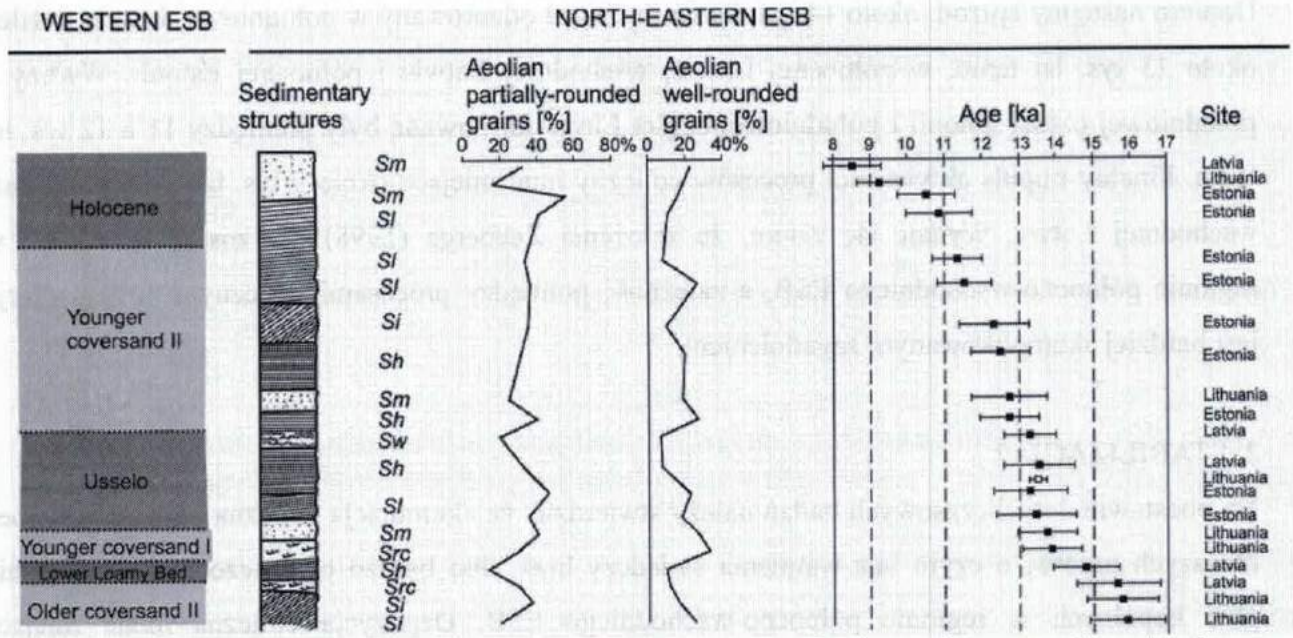

Fig. 2. Zestawienie struktur sedymentacyjnych, udziału kwarcowych ziaren piaszczystych o charakterze eolicznym w osadzie oraz datowań OSL (oprócz jednego białego prostokąta, oznaczającego pojedyncze datowanie radiowęglowe z Litwy) osadów północno-wschodniej części ESB wraz z ich korelacją z formacjami rozpoznanymi w zachodniej części ESB (na podstawie Kalińska, 2019).

PODSUMOWANIE

Przedstawione przeze mnie osiągnięcie naukowe powala na zrozumienie ewolucji rzeźby terenu i dynamiki procesów eolicznych w północno-wschodniej części ESB, którego wcześniejsze badania miały charakter ogólny lub, w przypadku Łotwy, nie doczekały się dotychczas publikacji. Przeprowadzone badania multidyscyplinarne w tym regionie pozwalają odpowiedzieć na postawione na wstępie cztery pytania badawcze.

1. KIEDY?

Akumulacja eoliczna rozpoczęła się 15.9 tys. lat temu, a zakończyła 8.5 tys. lat temu (Fig. 2), choć w późniejszym czasie miało miejsce kilka młodszych epizodów reaktywacji procesów eolicznych.

2. RECESJA?

Zgodnie ze wcześniejszym założeniem, aktywność eoliczna w obrębie północno-wschodniego ESB powinna rozpocząć się znacznie wcześniej w południowej Litwie niż na północy Estonii. Uzyskane wyniki badań geologicznych i datowań wskazują na to, że pierwszy (=najstarszy) impuls akumulacji eolicznej miał miejsce w centralnej części Litwy, a później w południowej Łotwie.

Dopiero następny epizod, około 14 tys. lat temu, został odnotowany w południowej Litwie, i dalej, około 13 tys. lat temu, w północnej Litwie, wschodniej Łotwie i północnej Estonii. Wydmy z południowej części Estonii i południowej części Litwy formowane były pomiędzy 11 a 12 tys. lat temu. Finalny impuls aktywności procesów eoliczny miał miejsce około 9 tys. lat temu na terenie wschodniej Łotwy. Wydaje się zatem, że założenia Zeeberga (1998) nie zostały spełnione w regionie północno-wschodniego ESB, a zależność pomiędzy procesami eolicznymi a deglacjacją jest bardziej skomplikowanym zagadnieniem.

3. STABILIZACJA?

Na podstawie dotychczasowych badań należy stwierdzić, że akumulacja eoliczna odbywała się bez dłuższych przerw, o czym bez wątpienia świadczy brak albo bardzo ograniczone występowanie gleb kopalnych w regionie północno-wschodniego ESB. Depozycja eoliczna miała miejsce niemalże bezpośrednio po spłynięciu jezior lodowcowych. Tylko w jednym stanowisku z Łotwy, pomiędzy osadami zastoiskowymi a eolicznymi jest kilka tysięcy lat różnicy, świadczący o hiatusie. Ten przypadek wymaga dokładniejszej analizy, np. poprzez większą ilości datowań OSL.

4. OBRÓBKA EOLICZNA?

Ziarna o matowej powierzchni i zaokrąglonych krawędziach przeważają w większości analizowanych próbek. W porównaniu z osadami centralnej części ESB jest ich jednak zdecydowanie mniej, zaś większy udział stanowią ziarna o oskorupionej powierzchni, które niosą zapis środowiska peryglacjalnego. W osadach dużych wydm nie występują zatem wyłącznie ziarna kwarcowe o typowej genezie eolicznej.

Dodatkowo w oparciu o przedstawiane osiągnięcie i jego wcześniej prezentowane cele można wyciągnąć następujące wnioski:

- głównym źródłem zasilania wydm były prawdopodobnie osady bezpośrednio leżące pod nimi, reprezentujące drobnopiaszczyste osady płytkich jezior zastoiskowych, co oznacza, że w krajach bałtyckich występowanie wydm jest ograniczone do zasięgu występowania osadów glacilimnicznych. Oznacza to także, że oba typy osadów (glacilimniczne i eoliczne) są do siebie dość podobne pod kątem charakterystyki teksturalnej;
- transport materiału wydaje się mieć lokalny zasięg, co przejawia się w dominacji ziaren o tylko częściowym obtoczeniu; interesujący jest natomiast wzrost udziału ziaren dobrze obtoczonych w

niektórych profilach, które reprezentują transport o dłuższym zasięgu lub/i czasie trwania, co można tłumaczyć przez odziedziczenie tego typu ziaren z formacji przedczwartorzędowych np. piaskowców dewońskich;

- sygnał luminescencyjny wśród analizowanych osadów wydaje się być silny i zazwyczaj dominują w nim tzw. szybkie komponenty, obecność których jest konieczna do otrzymania prawidłowej wartości dawki zrównoważonej (D_e), a problem częściowego zerowania lub braku tego wyzerowania w osadzie dotyczy raczej osadów podścielających, które ze względu na wodny charakter środowiska mogły nie otrzymać odpowiedniej ilości promieniowania słonecznego;
- pod kątem luminescencyjnym osady prezentują dwie grupy: z zanieczyszczeniem skaleniowym oraz bez tego zanieczyszczenia; przyczyny tego zanieczyszczenia są ciągle nieznane, chociaż jedną z nich może być bliskość osadów przedczwartorzędowych wzbogaconych w skalenie;
- pomimo, że depozycja eoliczna była ciągła, pewne okresy intensywnej działalności wiatru wydają się epizodyczne, a ich zapis można prześledzić w kilku stanowiskach w północno-wschodniej części pasa i dokonać korelacji transeuropejskiej z obszarami zachodniej Europy o dobrze ustalonej stratygrafii (Fig. 2); najstarsze osady eoliczne z Litwy i Łotwy korelują się wiekowo z tzw. formacją *Older Coversands II*, z kolei nieco późniejsza, choć znana z wielu lokalizacji depozycja ok. 13 lat temu, jest znana z zachodniej Europy pod nazwą *Younger Coversand II*.
- dane wskazują również, że akumulacja eoliczna w północno-wschodnim ESB miała również miejsce około 11,4 tys. lat temu, która jednak jest praktycznie nieznana w zachodniej części pasa piaszczystego .

5. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych

BADANIA PRZED DOKTORATEM

W trakcie moich studiów doktoranckich zajmowałam się zagadnieniami sedymentacji i chronologii piaszczystych osadów form stożkopodobnych w południowej i południowo-wschodniej części Niziny Środkowomazowieckiej. Moje badania koncentrowały się na prześledzeniu zasięgu występowania tych form w terenie oraz szczegółowym odtworzeniu warunków depozycji ich osadów na podstawie ich cech sedymentologicznych. Duże znaczenie miały tutaj wykonane przeze mnie analizy cech tekstualnych, w tym analiza granulometryczna, charakteru obtoczenia i zmatowienia ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej oraz analiza minerałów ciężkich. Datowania osadów metodą OSL pozwoliły na precyzyjne określenie momentu ich depozycji, która miała

miejsce w czterech fazach podczas ostatniego zlodowacenia w Polsce: (1) około 42 tys. lat temu, (2) pomiędzy 31 a 25 tys. lat temu, (3) pomiędzy 16 a 14 tys. lat temu, oraz (4) około 12 tys. lat temu. Natomiast same osady form stożkopodobnych okazały się mieć genezę eoliczną, którą można by porównać z akumulacją pokryw piaszczystych i zgoła inną niż proponowaną przez innych badaczy (np. denudacyjną przez Różyckiego (1972), czy typu terasy kemowej przez Klajnerta i Kobojek (2003). Wyniki tych badań po kilku latach zaowocowały czterema publikacjami z bazy JCR (publikacje II A 7, 8, 11 i 12 w załączniku nr 4a) oraz publikacjami spoza tej bazy (publikacje II D 4, 8, 9, 11 i 28 w załączniku nr 4a).

Inne nurty moich zainteresowań naukowych znalazły swoje odbicie w moich dwóch pracach magisterskich, jakie obroniłam na Wydziale Geologii oraz na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego. Część rezultatów dotyczących piaszczystych pokryw eolicznych z tzw. poziomu błońskiego (=poziomu akumulacji zastoiskowej na zachód od Warszawy) ukazały się w jednej z publikacji indeksowanych przez JSR (II A 13 w załączniku nr 4a).

BADANIA PO DOKTORACIE

Po obronie rozprawy doktorskiej rozpoczęłam pracę w Instytucie Geologii Podstawowej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, a później w *Department of Geology, Institute of Ecology and Earth Sciences, University of Tartu,* Estonia, gdzie realizowałam mój trzyletni projekt post-doktorski, dotyczący północno-wschodniej części ESB, który został omówiony wcześniej jako moje główne osiągnięcie habilitacyjne. Pozostałe zainteresowania badawcze, które realizowałam podczas mojego drugiego projektu post-doktorskiego na Uniwersytecie w Lund, a także w czasie rocznego projektu powrotnego (*Returing Resarcher*) na Uniwersytecie w Tartu oraz w ścisłej współpracy z badaczami z Uniwersytetu Łotewskiego w Rydze, mogę podzielić na cztery grupy tematyczne. W dużej części były to pionierskie badania w danym regionie i realizowane we współpracy międzynarodowej. Dotyczyły one wydm nadmorskich (nr 1), przewarstwień piaszczystych w osadach organicznych (nr 2), datowań luminescencyjnych piaszczystych osadów podglinowych (3) oraz kriokonitów (nr 4).

1. Wiek i zapis paleośrodowiskowy wydm nadmorskich

Badania, których celem było rozpoznanie warunków rozwoju wydm nadmorskich były przeze mnie realizowane podczas mojego drugiego projektu post-doktorskiego na Uniwersytecie w

Lund, gdzie pod kierunkiem prof. Heleny Alexanderson oraz przy codziennym dostępie do laboratorium OSL, miałam szansę zagłębić się w preparatykę, metodykę, analizę i interpretację datowań luminescencyjnych osadów czwartorzędowych. Moje prace w zakresie datowania metodą OSL dotyczyły określenia wieku osadów wydm nadmorskich i starszych wałów brzegowych na południowo-wschodnim wybrzeżu Skanii (publikacje II A 3 i 4 w załączniku 4a). Istotnym osiągnięciem w tym zakresie jest nie tylko określenie czasu depozycji osadów, ale również aspekt metodologiczny. W tym ostatnim wydatowano równolegle te same próbki przez dwa różne laboratoria (Lund i Malmö), posiadające czytniki (*readers*) o różnych dawkach wewnętrznych *(internal doses*). Istotnym osiągnięciem tego eksperymentu, w szczególności dla rozwoju metodyki datowań luminescencyjnych, jest fakt, że aby dokładnie określić dawkę równoważną bardzo młodych osadów, np. takich, których depozycja nastąpiła kilkanaście/kilkadziesiąt lat temu, rekomendowany jest czytnik o mniejszej dawce wewnętrznej.

Stosowane przeze mnie techniki badawcze, związane głównie z użyciem elektronowego mikroskopu skaningowego (SEM), umożliwiły analizę morfologii powierzchni ziaren osadów wydm nadmorskich, co pozwoliło na sprecyzowanie głównych trendów transportu osadów piaszczystych budujących część wybrzeża Skanii. Tego typu badania wykonane zostały w tym regionie po raz pierwszy i stanowią narzędzie pozwalające na rozpoznanie wpływu różnych środowisk depozycyjnych na morfologię ziaren kwarcowych. Swój wkład w analizy i interpretację wyników badań miała również mgr Marijana Stevic, która w ramach kierowanej przeze mnie pracy licencjackiej (Stevic, 2015) prześledziła zapis sedymentacyjny piaszczystych ziaren kwarcowych z wydm śródlądowych i nadmorskich. Podobną kombinację metod badawczych zastosowałam podczas realizacji mojego rocznego projektu powrotnego na Uniwersytecie w Tartu, gdzie obiektem badań były piaski wałów brzegowych wraz ze starszymi osadami BIL w rejonie zachodniej części Zatoki Ryskiej. Wyniki datowań tych osadów korelują się z wynikami badań wybrzeża w południowej w Szwecji. Zagadnienia te znajdują się w trakcie opracowania (publikacja II D 15 z załącznika 4) i zostaną niebawem opublikowane.

2. Znaczenie paleośrodowiskowe przewarstwień piaszczystych w osadach organicznych

Moje zainteresowanie przewarstwieniami piaszczystymi w osadach organicznych rozpoczęło się wraz z datowaniem i określeniem warunków depozycji osadów wydm nadmorskich (patrz punkt 1: Wiek i zapis paleośrodowiskowy wydm nadmorskich) oraz szerszym spojrzeniem na jeziora przybrzeżne, będące zapleczem obszarów nadmorskich, w których można się doszukiwać

zapisu ekstremalnych zjawisk pogodowych np. sztormów. W ten sposób rozwinęła się moja współpraca z prof. Normundsem Stivriņšem (*Faculty of Geography and Earth Sciences, University of Latvia*) i dr Ievą Grudzinską *(GFZ German Research Centre for Geosciences)*, wraz z którymi i na podstawie różnorakich danych, prześledziliśmy zapis sztormów w Zatoce Ryskiej podczas tzn. holoceńskiego maksimum termicznego. Skupiliśmy się na ziarnach kwarcowych frakcji piaszczystej z przewarstwień osadów przybrzeżnego jeziora Lilaste na wschód od Rygi (publikacja II A 2 z załącznika 4). Podobny zapis sedymentologiczny paleosztormów, datowany metodą OSL na około 9.3 ka BP, został przeze mnie zidentyfikowany w piaskach podścielających bezpośrednio serię osadów organicznych łączonych z transgresją morza litorynowego na obszarze Łotwy (publikacja w przygotowaniu wraz z dr Alarem Rosentauem and dr Tiitem Hangiem, *University of Tartu*).

Oprócz osadów jezior przybrzeżnych, moje zainteresowania naukowe dotyczą także pochodzenia warstw piaszczystych zidentyfikowanych w głębokich jeziorach morenowych. Wraz z prof. Mariuszem Gałką (Uniwersytet Łódzki) prześledzony został w tym celu profil osadów Jeziora Jaczno na Suwalszczyźnie (publikacja II A 1 z załącznika nr 4). Wyniki moich badań w tym zakresie dowiodły, że horyzonty piaszczyste są ściśle związane z procesami stokowymi w obrębie zlewni tego jeziora zdominowanej przez osady glacjalne. Okazuje się, że uruchomienie procesów stokowych spowodowane było gwałtownymi zmianami temperatury powietrza i pokrywy roślinnej podczas późnego glacjału, co jest obserwowane także w zapisie osadów w wielu jeziorach w Polsce (Karasiewicz i in., 2014; Marks i in., 2016). Na początku holocenu warunki klimatyczne w rejonie jeziora Jaczno musiały być relatywnie suche, o czymś świadczy obecność wielu kryształów gipsu w osadzie jeziornym.

3. Datowania luminescencyjne piaszczystych osadów podglinowych ostatniego zlodowacenia

Doświadczenie badawcze oraz świadomość trudności, z jakimi wiąże się metoda datowania OSL osadów eolicznych północno-wschodniego ESB, skierowały moje zainteresowania naukowe na osady piaszczyste o genezie fluwialnej/fluwioglacjalnej, leżące bezpośrednio pod gliną ostatniego zlodowacenia w obrębie Centralnej Niziny Łotewskiej, na południe od Rygi (publikacja II A 9 z załącznika 4). Podglinowe serie piaszczyste mają tutaj znaczną miąższość, a sam region był pierwotnie przedmiotem zainteresowań badawczych dra Kristapsa Lamstersa (*Faculty of Geography and Earth Sciences, University of Latvia*), z którym podjęłam współpracę w zakresie wstępnego datowania luminescencyjnego tychże osadów. Mój wkład w datowania, pozwolił na

lepsze zrozumienie charakteru luminescencyjnego, głównie w zakresie sygnału i dominacji tzw. szybkich lub wolnych komponentów (*fast, slow components*), zerowania osadu oraz późniejszego zastosowania odpowiednich modeli, tak aby wyselekcjonować elementy, które zostały temu zerowaniu na pewno poddane. Próbki osadów tego typu (tj. podglinowych i pochodzących z Łotwy) zostały wydatowane metodą OSL we współpracy z prof. Heleną Alexanderson, a rezultaty tych badań, wraz ze szczegółową dyskusją odnośnie ich wieku, genezy, problematyki częściowego zerowania pod wpływem światła słonecznego i znaczenia regionalnego, będą wkrótce złożone w postaci publikacji do pisma z listy JCR (prawdopodobnie „Geochronometria").

4. Kriokonity i ich materiał mineralny

W roku 2016 zainicjowałam współpracę z łotewską polarną grupą badawczą, kierowaną przez dra Kristapsa Lamstersa. Jednym z naszych kierunków badawczych było prześledzenie zapisu procesów glacjalnych na powierzchni ziaren kwarcu rozmaitych środowisk depozycyjnych na przedpolu lodowca Russella w południowo-zachodniej Grenlandii (publikacje II A 5 i 6 z załącznika 4a). Przeprowadzone przeze mnie badania pozwoliły stwierdzić, że zapis procesów glacjalnych na ziarnach kwarcowych jest nikły, co może być pewnym zaskoczeniem we współczesnym środowisku glacjalnym, gdzie wpływ działalności lodowca powinien być znaczący. Taki stan rzeczy jest prawdopodobnie spowodowany ograniczoną abrazją lodowcową w marginalnej części lodowca, gdzie jego wody roztopowe mają prawdopodobnie większy wpływ na obróbkę materiału.

W dalszej kolejności przeanalizowany został drobnoziarnisty materiał mineralny z zagłębień kriokonitowych znajdujących się na powierzchni lodowca Russella. Kriokonity wydają się ekscytującym materiałem badawczym, ale jak do tej pory szczególna uwaga była poświęcana głównie występującej w nich bio-materii (Cook i in., 2016; Hodson i in., 2015, 2010; Kaczmarek i in., 2015). W niewielkim zakresie były analizowane różnorodne właściwości mineralogiczne materiału wypełniającego kriokonity (Nagatsuka i in., 2016; Tedesco i in., 2013), podczas gdy kształt i charakter drobnych ziaren mineralnych ciągle pozostaje mało znany (Wientjes i in., 2011), pomimo swojej znacznej rangi w interpretacjach paleośrodowiskowych. Wyniki moich badań w tym zakresie dostarczyły nowych danych odnośnie charakteru powierzchni drobnych ziaren mineralnych w kriokonitach. Okazało się, że ziarna ze świeżymi przełamami, będące efektem kontaktów międzyziarnowych w transporcie glacjalnym, mają podobny udział jak ziarna o chemicznie wygładzonych powierzchniach, chociaż te pierwsze prawdopodobnie powinny

dominować ze względu na obecność środowiska glacjalnego. Z kolei ziarna o wygładzonych powierzchniach są rezultatem działalności wód roztopowych o pH wyższym niż 9, które powodują zwiększenie rozpuszczalności kwarcu (Brehm i in., 2005). Interesującym wynikiem realizowanych przeze mnie badań jest również stwierdzenie bardzo minimalnego udziału ziaren tzw. dalekiego transportu (np. z Sahary, albo z pustyń mongolskich), pomimo, że tego typu transport jest uznawany za dość powszechny dla wysokich szerokości geograficznych (Middleton i in., 2018, 2001; Schepanski, 2018).

Moje zainteresowanie drobnoziarnistym materiałem kriokonitowym dało podwaliny do rozwoju współpracy z naukowcami z Polski (dr K. Zawierucha, UAM, Poznań) oraz z Włoch (dr G. Baccolo i dr B. Di Mauro, Uniwersytet Milano-Bicocca, Mediolan), co zaowocowało wyknonaniem przeze mnie szeregu analiz mikroskopowych materiału kriokonitowego ze Svalbardu, Alp i Kaukazu. Wyniki te zaprezentowałam ostatnio podczas warsztatów na Islandii (II K 1 w załączniku nr 4a). Zostały one także ujęte w publikacji pt. *„Micromorphological features of mineral matter from cryoconite holes on Arctic (Svalbard) and alpine (the Alps, The Caucasus) glacier"* złożonej ostatnio do *Polar Science*.

Biorąc pod uwagę moją ciągłą współpracę polsko-łotewsko-włoską, planuję kontynuować moje badania nad mineralną materią kriokonitową z różnych części świata, co znajdzie swoje odzwierciedlenie w kolejnych, planowanych publikacjach.

PODSUMOWANIE DOROBKU NAUKOWEGO

Jestem autorką lub współautorką 33 publikacji w czasopismach naukowych lub w monografiach, w tym w 27 jako pierwsza autorka. Sumaryczny *impact factor* moich publikacji, które ukazały się po doktoracie wg. listy *Journal Citation Report (JCR)* zgodnie z rokiem ich wydania wynosi 28.586.

Tabela 1: Zestawienie danych bibliometrycznych: stan na dzień 26/04/2019; publikacje w Web of Science istnieją pod dwoma nazwiskami: Kalińska oraz Kalińska-Nartiša; wszystkie publikacje są widoczne pod narzędziem ResearcherID oferowanym przez Web of Science: http://www.researcherid.com/rid/G-5953-2015

Źródło	**Liczba publikacji**		**Łączna liczba cytowań**	**Indeks Hirscha**
Web of Science (Core Collection)	przed doktoratem	0	0	0

	po doktoracie	17	87	7
Scopus	przed doktoratem	0	0	0
	po doktoracie	23	99	8

PLANY BADAWCZE NA NAJBLIŻSZE LATA

Moim celem naukowym w najbliższej perspektywie jest położenie nacisku na zapis geologiczny osadów i przewarstwień piaszczystych, mających znaczną użyteczność w rekonstrukcjach paleośrodowiskowych. Ich użyteczność jest częstokroć pomijana, zwłaszcza w przypadku badań, których przedmiotem są wyłącznie osady organiczne. W mojej dotychczasowej pracy badawczej miałam okazję prześledzić osady piaszczyste różne wiekowo i występujące w różnych sytuacjach geologicznych oraz reprezentujące rozmaite środowiska sedymentacyjne. Jest to przyczynek pozwalający na konsekwentną realizację mojego celu badawczego również w najbliższym czasie.

Podczas realizacji mojego ostatniego projektu *„Time-transport-storminess – an experimental geological study of coastal system"*, jak również w ramach przedstawionej wyżej współpracy międzynarodowej, został zgromadzony obszerny materiał ukazujący problematykę wieku i dynamiki zjawisk paleosztormowych w Zatoce Ryskiej, również w relacji do ówczesnego osadnictwa (współpraca z dr Alarem Rosentauem). Ściśle z osadnictwem mezolitycznym i neolitycznym oraz rolą ówczesnej ludności w zmieniającym się krajobrazie związany jest także projekt *„People in a dynamic landscape: tracing the biography of Latvia's sandy coastal belt"* finansowany przez *Latvian Research Council*, w którym jestem odpowiedzialna za datowania OSL. W dalszej kolejności, moje badania zmierzające do rozpoznania materiału mineralnego z kriokonitów będą rozszerzone na kilka lodowców na Islandii i Antarktydzie. Ostatnio zostałam również zaangażowana we współpracę z dr Pimem de Klerkiem (*Museum of Natural History*, Niemcy), dotyczącą rozpoznania warunków paleośrodowiskowych na podstawie zróżnicowania cech osadów w profilach torfowisk rozwiniętych w obrębie poligonów mrozowych na Syberii.

Zatem moje najbliższe plany publikacyjne są ściśle związane ze wspomnianymi projektami badawczymi i współpracą międzynarodową, których rezultaty wpłyną na poszerzenie wiedzy odnośnie osadów mineralnych (głównie piaszczystych) i procesów ich depozycji w rozmaitych środowiskach sedymentacyjnych.

Moją dotychczasową wiedzę i doświadczenie chciałabym również wykorzystać przy składaniu aplikacji w konkursie OPUS 17 NCN w czerwcu 2019, która będzie dotyczyła kompleksowego spojrzenia za osady wybrzeża morskiego i jego zaplecza.

SPIS LITERATURY

Alexanderson, H., Bernhardson, M., 2016. OSL dating and luminescence characteristics of aeolian deposits and their source material in Dalarna, central Sweden. Boreas. doi:10.1111/bor.12197

Alexanderson, H., Henriksen, M., 2015. A short-lived aeolian event during the Early Holocene in southeastern Norway. Quat. Geochronol. 30, 175–180. doi:10.1016/j.quageo.2015.02.014

Amon, L., Saarse, L., Heinsalu, A., Veski, S., 2016. Timing of the deglaciation and the late-glacial vegetation development on the Pandivere Upland, North Estonia. Bull. Geol. Soc. Finl. 88, 69–83.

Amon, L., Veski, S., Heinsalu, A., Saarse, L., 2012. Timing of Lateglacial vegetation dynamics and respective palaeoenvironmental conditions in southern Estonia: evidence from the sediment record of Lake Nakri. J. Quat. Sci. 27, 169–180. doi:10.1002/jqs.1530

Amon, L., Veski, S., Vassiljev, J., 2014. Tree taxa immigration to the eastern Baltic region, southeastern sector of Scandinavian glaciation during the Late-glacial period (14,500–11,700 cal. B.P.). Veg. Hist. Archaeobot. 23, 207–216. doi:10.1007/s00334-014-0442-6

Bateman, M.D., Godby, S.P., 2004. Late-Holocene inland dune activity in the UK: A case study from Breckland, East Anglia. Holocene 14, 579–588. doi:10.1191/0959683604hl735rp

Bateman, M.D., Murton, J.B., Crowe, W., 2000. Late Devensian and Holocene depositional environments associated with the coversand around Caistor, north Lincolnshire, UK 29, 1–15.

Bateman, M.D., Van Huissteden, J., 1999. The timing of last-glacial periglacial and aeolian events, Twente, eastern Netherlands. J. Quat. Sci. 14, 277–283.

Beerten, K., Leterme, B., 2015. Palaeohydrological reconstruction (1500–2000AD) of a drift sand landscape using pedogeomorphological and historical data (Campine area, NE Belgium). Catena 135, 208–218. doi:10.1016/j.catena.2015.07.022

Bernhardson, M., Alexanderson, H., 2018. Early Holocene NW-W winds reconstructed from small dune fields, central Sweden. Boreas. doi:10.1111/bor.12307

Bertran, P., Bateman, M.D., Hernandez, M., Mercier, N., Millet, D., Sitzia, L., Tastet, J.-P., 2011. Inland aeolian deposits of south-west France: facies, stratigraphy and chronology. J. Quat. Sci. 26, 374–388. doi:10.1002/jqs.1461

Bertran, P., Sitzia, L., Banks, W.E., Bateman, M.D., Demars, P.-Y., Hernandez, M., Lenoir, M., Mercier, N., Prodeo, F., 2013. The Landes de Gascogne (southwest France): periglacial desert and cultural frontier during the Palaeolithic. J. Archaeol. Sci. 40, 2274–2285. doi:10.1016/j.jas.2013.01.012

Blazauskas, N., Kisieliene, D., Kucnskaite, V., Stancikaite, M., Seiriene, V., Sinkunas, P., 1998. Late Glacial and Holocene sedimentary environment in the region of the Ula River. Geologija 25, 20–30.

Bos, J.A.A., De Smedt, P., Demiddele, H., Hoek, W.Z., Langohr, R., Marcelino, V., Van Asch, N., Van Damme, D., Van der Meeren, T., Verniers, J., Crombé, P., 2018. Weichselian Lateglacial environmental and vegetation

development in the Moervaart palaeolake area (NW Belgium); implications for former human occupation patterns. Rev. Palaeobot. Palynol. 248, 1–14. doi:10.1016/j.revpalbo.2017.09.006

Brehm, U., Gorbushina, A., Mottershead, D., 2005. The role of microorganisms and biofilms in the breakdown and dissolution of quartz and glass. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 219, 117–129. doi:10.1016/j.palaeo.2004.10.017

Cailleux, A., 1952. Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und Ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. Geol. Rundau 40, 11–19.

Celiņš, I., Nartišs, M., 2011. Inland dunes at Seda Plain. Latv. Univ. raksti. Zemes un vides zinātnes 767, 6–16.

Christiansen, H.H., 2004. Windpolished boulders and bedrock in the Scottish Highlands: Evidence and implications of Late Devensian wind activity. Boreas 33, 82–94. doi:10.1111/j.1502-3885.2004.tb00998.x

Cook, J., Edwards, A., Takeuchi, N., Irvinne-Fynn, T., 2016. Cryoconite the dark biological secret of the cryosphere. Prog. Phys. Geogr. 40, 66–111. doi:10.1177/0309133315616574

Crombé, P., De Smedt, P., Davies, N.S., Gelorini, V., Zwertvaegher, A., Langohr, R., Van Damme, D., Demiddele, H., Van Strydonck, M., Antrop, M., Bourgeois, J., De Maeyer, P., De Reu, J., Finke, P. A., Van Meirvenne, M., Verniers, J., 2013. Hunter-gatherer responses to the changing environment of the Moervaart palaeolake (NW Belgium) during the Late Glacial and Early Holocene. Quat. Int. 308–309, 162–177. doi:10.1016/j.quaint.2013.05.035

Derese, C., Vandenberghe, D., Eggermont, N., Bastiaens, J., Annaert, R., Van den haute, P., 2010. A medieval settlement caught in the sand: Optical dating of sand-drifting at Pulle (N Belgium). Quat. Geochronol. 5, 336–341. doi:10.1016/j.quageo.2009.01.003

Derese, C., Vandenberghe, D., Paulissen, E., Van den Haute, P., 2009. Revisiting a type locality for Late Glacial aeolian sand deposition in NW Europe: Optical dating of the dune complex at Opgrimbie (NE Belgium). Geomorphology 109, 27–35. doi:10.1016/j.geomorph.2008.08.022

Drenova, A.N., Timireva, S.N., Chikolini, N.I., 1997. Late glacial dune-building in the Russian plain. Quat. Int. 41/42, 59–66. doi:10.1016/S1040-6182(96)00037-7

Dzierwa, K., Mycielska-Dowgiałło, E., 2003. Rekonstrucja dynamiki procesów eolicznych i czasu ich trwania na podstawie wybranych cech teksturalnych osadów wydmy w Cięciwie. Przegląd Geol. 51, 163–167.

Fedorovich, B.A., 1983. Dinamika i Zakonomernosti Rel'efoobrazovanija pustyn. Naukam, Moskwa.

Galon, R., 1969. Procesy i formy wydmowe w Polsce (Dune processes and forms in Poland), Prace Geograficzne. Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk, Warszawa.

Galon, R., 1959. New investigations of inland dunes in Poland. Przegląd Geogr. 31, 93–109.

Goździk, J., 1991. Sedimentological record of aeolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Late Vistulian in Central Poland, w: Kozarski, S. (Ed.), Late Vistulian (=Weichselian) and Holocene Aeolian Phenomena in Central and Northern Europe, Zeitschrift Für Geomorphologie, Supplement-Band. pp. 51–60.

Guo, L., Xiong, S., Dong, X., Ding, Z., Yang, P., Zhao, H., Wu, J., Ye, W., Jin, G., Wu, W., Zheng, L., 2018. Linkage between C4 vegetation expansion and dune stabilization in the deserts of NE China during the late Quaternary. Quat. Int. 503(A), 10–23. doi:10.1016/j.quaint.2018.10.026

Hang, T., 2001. Proglacial sedimentary environment, varve chronology and Late Weichselian development of the Lake Peipsi, eastern Estonia. Quaternaria. Ser. A, Stockholm.

Heinsalu, A., Veski, S., 2007. The history of the Yoldia Sea in Northern Estonia : palaeoenvironmental conditions and climatic oscillations. Geol. Q. 51, 295–306.

Hilgers, A., 2007. The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating. Diss. Universität zu Köln.

Hodson, A., Brock, B., Pearce, D., Laybourn-Parry, J., Tranter, M., 2015. Cryospheric ecosystems: a synthesis of snowpack and glacial research. Environ. Res. Lett. 10, 110201. doi:10.1088/1748-9326/10/11/110201

Hodson, A., Cameron, K., Bøggild, C., Irvine-Fynn, T., Langford, H., Pearce, D., Banwart, S., 2010. The structure, biological activity and biogeochemistry of cryoconite aggregates upon an arctic valley glacier: Longyearbreen, Svalbard. J. Glaciol. 56, 349–362. doi:10.3189/002214310791968403

Högbom, I., 1923. Ancient Inland Dunes of Northern and Middle Europe. Geogr. Ann. 5, 113–243.

Hošek, J., Pokorný, P., Prach, J., Lisá, L., Grygar, T.M., Knésl, I., Trubač, J., 2017. Late Glacial erosion and pedogenesis dynamics: Evidence from high-resolution lacustrine archives and paleosols in south Bohemia (Czech Republic). Catena 150, 261–278. doi:10.1016/j.catena.2016.11.022

Jankowski, M., 2012. Lateglacial soil paleocatena in inland-dune area of the Toruń Basin, Northern Poland. Quat. Int. 265, 116–125. doi:10.1016/j.quaint.2012.02.006

Kaczmarek, Ł., Jakubowska, N., Celewicz-Gołdyn, S., Zawierucha, K., 2015. The microorganisms of cryoconite holes (algae, Archaea, bacteria, cyanobacteria, fungi, and Protista): a review. Polar Rec. (Gr. Brit). 52, 1–28. doi:10.1017/S0032247415000637

Kaiser, K., Barthelmes, A., Czakó Pap, S., Hilgers, A., Janke, W., Kühn, P., Theuerkauf, M., 2006. A Lateglacial palaeosol cover in the Altdarss area, southern Baltic Sea coast (northeast Germany): Investigations on pedology geochronology and botany. Geol. en Mijnbouw/Netherlands J. Geosci. 85, 197–220.

Kalińska, E., 2019. Understanding a continuous inland aeolian deposition: a closer look into a chronological and sedimentary record of the north-eastern European Sand Belt. Bull. of Geogr., Phys. Geogr. Ser., 16: 31–41. doi:dx.doi.org/10.2478/bgeol-2019-0003

Kalińska-Nartiša, E., Woronko, B., Ning, W., 2017. Microtextural inheritance on quartz sand grains from Pleistocene periglacial environments of the Mazovian Lowland, central Poland. Permafr. Periglac. Process. 28, 741–756. doi:10.1002/ppp.1943

Kalm, V., Raukas, A., Rattas, M., Lasberg, K., 2011. Pleistocene Glaciations in Estonia, w: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.), Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Developments in Quaternary Science. Elsevier Inc., Amsterdam, pp. 95–104. doi:10.1016/B978-0-444-53447-7.00008-8

Kalvāns, A., Hang, T., Kohv, M., 2016. Grain-size of varved clays from the north-eastern Baltic Ice Lake: Insight to the sedimentary environment. Estuarine, Coast. Shelf Science. doi:10.1 016/j.ecss.2009.03.027

Karasiewicz, M.T., Hulisz, P., Noryśkiewicz, A.M., Krześlak, I., Świtoniak, M., 2014. The record of hydroclimatic changes in the sediments of a kettle-hole in a young glacial landscape (north-central Poland). Quat. Int. 328–329, 264–276. doi:10.1016/j.quaint.2013.09.045

Karasiewicz, T.M., Hulisz, P., Noryśkiewicz, A.M., Stachowicz-Rybka, R., 2017. Post-glacial environmental history in NE Poland based on sedimentary records from the Dobrzyń Lakeland. Quat. Int. 1–15. doi:10.1016/j.quaint.2017.10.039

Kasse, C., 2002. Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. Prog. Phys. Geogr. 26, 507–532. doi:10.1191/0309133302pp350ra

Kasse, C., 1997. Cold-climate aeolian sand-sheet formation in North-Western Europe (c. 14-12.4 ka); a response to permafrost degradation and increased aridity. Permafr. Periglac. Process. 8, 295–311.

Kasse, C., Vandenberghe, D., De Corte, F., Van Den Haute, P., 2007. Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands): sedimentary environments, climate record and age. J. Quat. Sci. 22, 695–708. doi:10.1002/jqs

Käyhkö, J.A., Worsley, P., Pye, K., Clarke, M.L., 1999. A revised chronology for aeolian activity in subarctic Fennoscandia during the Holocene. The Holocene 9, 195–205. doi:10.1191/095968399668228352

Kihno, K., Saarse, L., Amon, L., 2011. Late Glacial vegetation, sedimentation and ice recession chronology in the surroundings of Lake Prossa, central Estonia. Est. J. Earth Sci. 60, 147–158. doi:10.3176/earth.2011.3.03

King, G.E., Robinson, R. a. J., Finch, A. A., 2014. Towards successful OSL sampling strategies in glacial environments: deciphering the influence of depositional processes on bleaching of modern glacial sediments from Jostedalen, Southern Norway. Quat. Sci. Rev. 89, 94–107. doi:10.1016/j.quascirev.2014.02.001

Klajnert, Z., Kobojek, E., 2003. The orgin and age of „huge alluvial fans" in the eastern part of the Warsaw-Berlin Pradolina. Quaest. Geogr. 22, 17–28.

Kleesment, A., Kirsimäe, K., Martma, T., Shogenova, A., Urtson, K., Shogenov, K., 2012. Linkage of diagenesis to depositional environments and stratigraphy in the northern part of the Baltic basin. Est. J. Earth Sci. 61, 15–32. doi:10.3176/earth.2012.1.02

Konstantinov, A., Loiko, S., Kurasova, A., Konstantinova, E., Novoselov, A., Istigechev, G., Kulizhskiy, S., 2019. First findings of buried Late-Glacial paleosols within the dune ields of the Tomsk Priobye Region (SE Western Siberia, Russia). Geosciences 9, 1–18. doi:10.3390/geosciences9020082

Koster, E.A., 2009. The "European Aeolian Sand Belt": Geoconservation of Drift Sand Landscapes. Geoheritage 1, 93–110. doi:10.1007/s12371-009-0007-8

Koster, E.A., 1988. Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition: A review. J. Quat. Sci. 3, 69–83.

Kotilainen, M., 2004. Dune stratigraphy as an indicator of Holocene climatic change and human impact in Northern Lapland, Finland. Ann. Acad. Sci. Fenn. Geol. 166, 1–158.

Kozarski, S., 1961. Age of the dunes occurring within the Noteć pradolina near Czarnków, w: The Great Poland Lowland, Guide-Book of Excursion A, VI Congress INQUA. pp. 27–28.

Küster, M., Fülling, A., Kaiser, K., Ulrich, J., 2014. Aeolian sands and buried soils in the Mecklenburg Lake District, NE Germany: Holocene land-use history and pedo-geomorphic response. Geomorphology 211, 64–76. doi:10.1016/j.geomorph.2013.12.030

Laumets, L., Kalm, V., Poska, A., Kele, S., Lasberg, K., Amon, L., 2014. Palaeoclimate inferred from δ18O and palaeobotanical indicators in freshwater tufa of Lake Äntu Sinijärv, Estonia. J. Paleolimnol. 51, 99–111. doi:10.1007/s10933-013-9758-y

Leighton, C.L., Thomas, D.S.G., Bailey, R.M., 2014. Reproducibility and utility of dune luminescence chronologies. Earth-Science Rev. 129, 24–39. doi:10.1016/j.earscirev.2013.11.007

Lencewicz, S., 1927. Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule moyenne. Pr. Państwowego Inst. Geol. 2, 66–226.

Mahaney, W.C., 2002. Atlas of sand grain surface, textures and applications. Oxford University Press, Oxford.

Manikowska, B., 1969. Gleba interstadiału allerød na tle układu stratygraficznego fazy zstępujące Würmu w okolicach Łodzi, w: Galon, R. (Ed.), Procesy i formy wydmowe w Polsce. Prace Geogr., 75, Polskie Towarzystwo Naukowe, Warszawa, pp. 289–317.

Manikowska, B., 1970. Późnoplejstoceńskie gleby kopalne w wydmie koło Annopola nad Wisłą. Acta Geogr. Lodz. 24, 327–336.

Markov, K.K., 1928. Drevnije Materikovye Djuny Evropy (Ancient inland dunes of Europe). Priroda 6, 554–574.

Marks, L., Gałązka, D., Woronko, B., 2016. Climate, environment and stratigraphy of the last Pleistocene glacial stage in Poland. Quat. Int. 420, 259–271. doi:10.1016/j.quaint.2015.07.047

Matthews, J.A., Seppälä, M., 2014. Holocene environmental change in subarctic aeolian dune fields: The chronology of sand dune re-activation events in relation to forest fires, palaeosol development and climatic variations in Finnish Lapland. The Holocene 24, 149–164. doi:10.1177/0959683613515733

McKenna Neuman, C., 2004. Effects of temperature and humidity upon the transport of sedimentary particles by wind. Sedimentology 51, 1–17.

Middleton, N., Tozer, P., Tozer, B., 2018. Sand and dust storms: underrated natural hazards. Disasters 43(2), 390–409. doi:10.1111/disa.12320

Middleton, N.J., Betzer, P.R., Bull, P.A., 2001. Long-range transport of `giant' aeolian quartz grains: linkage with discrete sedimentary sources and implications for protective particle transfer. Mar. Geol. 177, 411–417.

Molodkov, A., Bitinas, A., 2006. Sedimentary record and luminescence chronology of the Lateglacial and Holocene aeolian sediments in Lithuania. Boreas 35, 244–254. doi:10.1080/03009480600584915

Mrózek, W., 1958. Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej, w: Galon, R (Ed.), Wydmy śródlądowe Polski vol. 2. Polskie Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, pp. 7–59.

Muhs, D.R., 2004. Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia. Geomorphology 59, 247–269. doi:10.1016/j.geomorph.2003.07.020

Mycielska-Dowgiałło, E., 1993. Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden. Boreas 22, 165–170. doi:10.1111/j.1502-3885.1993.tb00177.x

Mycielska-Dowgiałło, E., Woronko, B., 1998. Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. Przegląd Geol. 46, 1275–1281.

Nagatsuka, N., Takeuchi, N., Uetake, J., Shimada, R., Onuma, Y., Tanaka, S., Nakano, T., 2016. Variations in Sr and Nd Isotopic Ratios of Mineral Particles in Cryoconite in Western Greenland. Front. Earth Sci. 4, 93. doi:10.3389/FEART.2016.00093

Nartišs, M., Celiņš, I., Zelčs, V., Dauškans, M., 2009. Stop 8: History of the development and palaeogeography of ice-dammed lakes and inland dunes at Seda sandy plain, North Western Vidzeme, Latvia, w: Kalm, V., Lauments, L., Hang, T. (Eds.), Extent and Timing of the Weichselian Glaciation Southeast of the Baltic Sea: Abstracts &

Guidebook. The INQUA Peribaltic Working Group Field Symposium in Southern Estonia and Northern Latvia. Tartu Ülikooli Kirjastus, Tartu, pp. 79–81.

Nartišs, M., Zelčs, V., 2011. A succession of Lateglacial ice-dammed lakes in north Vidzeme, Latvia, w: Johansson, P., Lunkka, J.-P., Sarala, P. (Ed.), Late Pleistocene Glacigenic Deposits from the Central Part of the Scandinavian Ice Sheet to Younger Dryas End Moraine Zone. Excursion Guide and Abstracts of the INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion in Finland. Geological Survey of Finland, Rovaniemi, p. 122.

Nickling, W.G., Neuman, C.M., 2009. Aeolian sediment transport. Springer Netherlands, Dordrecht. doi:10.1007/978-1-4020-5719-9

Nowaczyk, B., 1976. Eolian cover sands in Central-West Poland. Quaest. Geogr. 3, 57–77.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever R., 1987. Sand and Sandstone, 2nd ed. Springer-Verlag, New York.

Pierik, H.J., van Lanen, R.J., Gouw-Bouman, M.T.I.J., Groenewoudt, B.J., Wallinga, J., Hoek, W.Z., 2018. Controls on late-Holocene drift-sand dynamics: The dominant role of human pressure in the Netherlands. Holocene. doi:10.1177/0959683618777052

Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. Quat. Sci. Rev. 106, 14–28. doi:10.1016/j.quascirev.2014.09.007

Raukas, A., Hüüt, G., 1988. On the luminescence dating of aeolian deposits in Estonia. Baltica 11, 17–24.

Rinterknecht, V.R., Hang, T., Gorlach, A., Kohv, M., Kalla, K., Kalm, V., Subetto, D., Bourlès, D., Léanni, L., Guillou, V., ASTER Team, 2018. The Last Glacial Maximum extend of the Scandinavian Ice Sheet in the Valday Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ^{10}Be. Quat. Sci. Rev 200: 106–113. doi:10.1016/j.quascirev.2018.09.032

Rinterknecht, V.R., Clark, P.U., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bitinas, A., Brook, E.J., Marks, L., Zelcs, V., Lunkka, J.-P., Pavlovskaya, I.E., Piotrowski, J.A., Raukas, A., 2006. The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian ice sheet. Science 311, 1449–52. doi:10.1126/science.1120702

Rohdenburg, H., 1970. Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen. Zeitschrift für Geomorphol. 14, 58–78.

Rosentau, A., Hang, T., Miidel, A., 2004. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian 48, 299–307.

Rotnicki, K., 1970. Główne problemy wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach. Pr. Kom. Geogr. PTPN 11, 1–146.

Różycki, S.Z., 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Państwowe Wydawnictwa Naukowe, Warszawa.

Saarse, L., Heinsalu, A., Veski, S., 2012. Deglaciation chronology of the Pandivere and Palivere ice-marginal zones in Estonia. Geol. Q. 56, 353–362. doi:10.7306/gq.1027

Satkūnas, J.A., Gaigalas, A.I., Hütt, G.I., 1991. Lithogenesis and formation time of the Skersabaliai aeolian massif, w: Geokronologicheskie i Izotopno-Geokhimicheskie Issledovaniya v Chetviertnichnoj Geologii i Arkheologii. Vilnius University Press, Vilnius, pp. 14–26.

Schepanski, K., 2018. Transport of Mineral Dust and Its Impact on Climate. Geosciences 8, 151. doi:10.3390/geosciences8050151

Sevink, J., van Geel, B., Jansen, B., Wallinga, J., 2018. Early Holocene forest fires, drift sands, and Usselo-type paleosols in the Laarder Wasmeren area near Hilversum, the Netherlands: Implications for the history of sand landscapes and the potential role of Mesolithic land use. Catena 165, 286–298. doi:10.1016/j.catena.2018.02.016

Sitzia, L., Bertran, P., Bahain, J.-J., Bateman, M.D., Hernandez, M., Garon, H., de Lafontaine, G., Mercier, N., Leroyer, C., Queffelec, A., Voinchet, P., 2015. The quaternary coversands of southwest France. Quat. Sci. Rev. 124, 84–105. doi:10.1016/j.quascirev.2015.06.019

Sohar, K., Kalm, V., 2008. A 12.8-ka-long palaeoenvironmental record revealed by subfossil ostracod data from lacustrine freshwater tufa in Lake Sinijärv, northern Estonia. J. Paleolimnol. 40, 809–821. doi:10.1007/s10933-008-9200-z

Stančikaitė, M., Kisielienė, D., Strimaitienė, A., 2004. Vegetation response to the climatic and human impact changes during the Late Glacial and Holocene: case study of the marginal area of Baltija Upland, NE Lithuania. Baltica 17, 17–33.

Stančikaitė, M., Šinkūnas, P., Šeirienė, V., Kisielienė, D., 2008. Patterns and chronology of the Lateglacial environmental development at Pamerkiai and Kašušiai, Lithuania. Quat. Sci. Rev. 27, 127–147. doi:10.1016/j.quascirev.2007.01.014

Stevic, M., 2015. Identification and environmental interpretation of microtextures on quartz grains from aeolian sediments - Bratt-forsheden and Vittskövle, Sweden. Lund University, Lund.

Stivrins, N., Kolaczek, P., Reitalu, T., Seppä, H., Veski, S., 2015. Phytoplankton response to the environmental and climatic variability in a temperate lake over the last 14,500 years in eastern Latvia. J. Paleolimnol. 54, 103–119. doi:10.1007/s10933-015-9840-8

Tedesco, M., Foreman, C.M., Anton, J., Steiner, N., Schwartzman, T., 2013. Comparative analysis of morphological, mineralogical and spectral properties of cryoconite in Jakobshavn Isbræ, Greenland, and Canada Glacier, Antarctica. Ann. Glaciol. 54, 147–157. doi:10.3189/2013AoG63A417

Tolksdorf, J.F., Kaiser, K., Terberger, T., Klasen, N., Schneider, B., Masberg, P., 2010. Aeolian sedimentation in the Rhine and Main area from the Late Glacial until the Mid-Holocene. Quat. Sci. J. 59, 36–43. doi:10.3285/eg.59.1-2.03

Urbaniak, U., 1967. Wydmy Kotliny Płockiej. Prace Geograficzne, 61. Wyd. Geologiczne. Warszawa.

Van der Hammen, T., 1951. Late-glacial flora and periglacial phenomena in the Netherlands. Leidse Geol. Meded. 17, 71–183.

Van der Hammen, T., Wijmstra, T.A., 1971. The Upper Quaternary of the Dinkel valley (Twente, Eastern Overijssel, the Netherlands). Meded. Rijsk Geol. D. 22, 55–212.

Van Huissteden, J., Vandenberghe, J., Van Der Hammen, T., Laan, W., 2000. Fluvial and aeolian interaction under permafrost conditions: Weichselian Late Pleniglacial, Twente, eastern Netherlands. Catena 40, 307–321. doi:10.1016/S0341-8162(00)00085-0

van Mourik, J.M., Nierop, K.G.J., Vandenberghe, D. a. G., 2010. Radiocarbon and optically stimulated luminescence dating based chronology of a polycyclic driftsand sequence at Weerterbergen (SE Netherlands). Catena 80, 170–181. doi:10.1016/j.catena.2009.11.004

Vandenberghe, D.A.G., Derese, C., Kasse, C., Van den Haute, P., 2013. Late Weichselian (fluvio-)aeolian sediments and Holocene drift-sands of the classic type locality in Twente (E Netherlands): a high-resolution dating study using optically stimulated luminescence. Quat. Sci. Rev. 68, 96–113. doi:10.1016/j.quascirev.2013.02.009

Vandenberghe, J., 2013. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification. Earth-Science Rev. 121, 18–30. doi:10.1016/j.earscirev.2013.03.001

Vassiljev, J., Saarse, L., 2013. Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. Bull. Geol. Soc. Finl. 85, 9–18.

Velichko, A.A., Timirieva, S.N., 1995. Morphoscopy and Morphometry of Quartz Grains from Loess and Buried Soil Layers. GeoJournal 36, 143–149.

Vos, K., Vandenberghe, N., Elsen, J., 2014. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation. Earth-Science Rev. 128, 93–104. doi:10.1016/j.earscirev.2013.10.013

Walker, M.J.C., Bjo, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K., Wohlfarth, B., 1999. Isotopic "events" in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. Quat. Sci. Rev. 18, 1143–1150. doi:10.1016/S0277-3791(99)00023-2

Wientjes, I.G.M., Van De Wal, R.S.W., Reichart, G.J., Sluijs, A., Oerlemans, J., 2011. Dust from the dark region in the western ablation zone of the Greenland ice sheet. Cryosphere 5, 589–601. doi:10.5194/tc-5-589-2011

Wintle, A.G., 2008. Luminescence dating: where it has been and where it is going. Boreas 37, 471–482. doi:10.1111/j.1502-3885.2008.00059.x

Woronko, B., 2012a. Zapis procesów eolicznych w osadach piaszczystych plejstocenu na wybranych obszarach Polski Środkowej i Północno-Wschodniej. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.

Woronko, B., 2012b. Micromorphology of quartz grains as a tool in the reconstruction of periglacial environment, w: Churski, P. (Ed.), Contemporary Issues in Polish Geography. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, pp. 111–131.

Woronko, B., Bujak, Ł., 2018. Quaternary aeolian activity of Eastern Europe (a Poland case study). Quat. Int. 478, 75–96. doi:10.1016/j.quaint.2017.03.058

Woronko, B., Hoch, M., 2011. The development of frost-weathering microstructures on sand-sized quartz grains: examples from Poland and Mongolia. Permafr. Periglac. Process. 227, 214–227. doi:10.1002/ppp.725

Woronko, B., Zieliński, P., Sokołowski, R.J., 2015. Climate evolution during the Pleniglacial and Late Glacial as recorded in quartz grain morphoscopy of fluvial to aeolian successions of the European Sand Belt. Geologos 21, 89–103. doi:10.1515/logos

Wunderlich, E., 1917. Handbuch von Polen: Beiträge zu einer allgemeinen Landeskunde, auf Grund der Studienergebnisse der Mitglieder der Landeskundlichen Kommission beim Generalgouvernement Warschau.

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.

Zeeberg, J., 1993. Aeolian redistribution of glacial silt and sand in Estonia and the Baltic region. Utrecht.

Zemliakov, B., 1935. Sur les dunes continentales anciennes du gouvernement de Niznij Novgorod, in: Travaux de La Commision Pour I'etude Du Quaternaire IV. pp. 1–300.

Zieliński, P., Issmer, K., 2008. The proposal of genetic code of aeolian deposits. Przegląd Geol. 56, 67–72.

Zieliński, P., Sokołowski, R., Fedorowicz, S., Woronko, B., Hołub, B., Jankowski, M., Kuc, M., Tracz, M., 2016a. Depositional conditions on an alluvial fan at the turn of the Weichselian to the Holocene – a case study in the Żmigród Basin, southwest Poland. Geologos 2, 105–120. doi:10.1515/logos-2016-0012

Zieliński, P., Sokołowski, R.J., Fedorowicz, S., Jankowski, M., 2011. Stratigraphic position of fluvial and aeolian deposits in the Żabinko site (W Poland) based on TL dating. Geochronometria 38, 64–71. doi:10.2478/s13386-011-0005-x

Zieliński, P., Sokołowski, R.J., Fedorowicz, S., Zaleski, I., 2014. Periglacial structures within fluvio-aeolian successions of the end of the Last Glaciation - examples from SE Poland and NW Ukraine. Boreas 43, 712–721. doi:10.1111/bor.12052

Zieliński, P., Sokołowski, R.J., Jankowski, M., Standzikowski, K., Fedorowicz, S., 2019. The climatic control of sedimentary environment changes during the Weichselian – An example from the Middle Vistula Region (eastern Poland). Quat. Int. 501, 120–134. doi:10.1016/j.quaint.2018.04.036

Zieliński, P., Sokołowski, R.J., Woronko, B., Fedorowicz, S., Jankowski, M., Standzikowski, K., 2016b. Sandy deposition in a small dry valley in the periglacial zone of the Last Glacial Maximum: A case study from the Józefów site, SE Poland. Quat. Int. 399, 58–71. doi:10.1016/j.quaint.2015.08.089

Zieliński, P., Sokołowski, R.J., Woronko, B., Jankowski, M., Fedorowicz, S., Zaleski, I., Molodkov, A., Weckwerth, P., 2015. The depositional conditions of the fluvio-aeolian succession during the last climate minimum based on the examples from Poland and NW Ukraine. Quat. Int. 386, 30–41. doi:10.1016/j.quaint.2014.08.013

Edyta Kalińska – Nartiša