



Późnoplejstocenyjskie osady niwalne w zachodniej części Polesia (pogranicze polsko-białorusko-ukraińskie)

Leszek Marks¹, Katarzyna Pochocka-Szwarc¹, Marcin Żarski¹,
Anna Hrynowiecka², Anna Orłowska³



L. Marks



K. Pochocka-Szwarc



M. Żarski



A. Hrynowiecka



A. Orłowska

Late Pleistocene nival deposits in the western part of Polesie (Polish Belarusian-Ukrainian border area). *Prz. Geol.*, 72: 490–500; doi: 10.7306/2024.30

Abstract. Geological mapping and examination of several sites in the Polish-Belarusian-Ukrainian border area (including West Polesie in Poland, Brest Polesye in Belarus and Volhyn Polesye in Ukraine) enabled to revise the origin and age of the covering deposits in this area. During the Vistulian Glaciation (Weichselian), the study area was located within a periglacial zone in which intense frost weathering, denudation, dynamics of the permafrost active layer, thawing of snow, and aeolian activity occurred. The periglacial transformation of the landscape was provided by low-energy water flow and its stagnation, followed by deposition of fines in low-lying areas. Dependent on the prevailing processes, accumulation of nival (niveofluvial, niveolimnic and niveoaeolian) sediments occurred, particularly outside the river valleys. Such deposits were typical especially for the Upper Pleniglacial and Late Glacial of the Vistulian Glaciation. They are common in the study area and are underlain mostly by glaciofluvial deposits of the Odranian (Saalian) and Sanian 2 (Elsterian) glaciations. Strong seasonal winds, scarce vegetation, thin snow cover in winter, and dry climate in the periglacial zone favoured development of aeolian processes, but small contents of fines in nival deposits and weak aeolian treatment of quartz grains reflect a very short-distance transport.

Keywords: periglacial zone, permafrost, meltwater activity, snow cover, Weichselian

Procesy i osady peryglacjalne stanowią istotny aspekt badań prowadzonych w regionach klimatu zimnego i występowania wieloletniej zmarzliny. Termin *facja peryglacjalna* wprowadził do światowej literatury Łoziński (1909a, b, 1912), który z wietrzeniem mrozowym powiązał rumowiska skalne (gołoborza) w Karpatach, Sudetach i Górach Świętokrzyskich oraz zespoły zjawisk kriogenicznych, jakie powstawały na przedpolu plejstocenyjskich lądolodów skandynawskich. Dopiero kilkadziesiąt lat później rozszerzono znaczenie terminu *peryglacjalny* i zaczęto odnosić go do zespołu plejstocenyjskich osadów powierzchniowych w Polsce, przekształconych w klimacie zimnym i suchym (Dylik, 1952, 1953; Dylik, Dylikowa, 1964). Interpretacja genezy takich osadów nawiązywała do obserwacji i badań przeprowadzonych na współczesnych obszarach występowania wieloletniej zmarzliny (Jahn, 1970; Washburn, 1979).

Zarówno formy rzeźby peryglacjalnej, jak i osady peryglacjalne powstają w wyniku procesów aktywnych w niskich temperaturach, szczególnie wtedy, kiedy zachodzi częste zamarzanie i rozmarzanie gruntu (Marks, 1992), a odpływ wody jest ograniczony wskutek występowania w podłożu wieloletniej zmarzliny (Vandenberghe, 2024). Liczne formy peryglacjalne, takie jak kliny mrozowe, krioturbarcje (inwolucje), gleby strukturalne i jezory soliflukcyjne (Jahn, 1970; Marks, 1992), rozpoznano dotychczas na wielu stanowiskach w Polsce, zwykle w oddalonych od siebie odkrywkach, i dlatego ich powstanie uznawano na ogół za zjawisko lokalne (np. Dylikowa, 1961; Dylik, 1963a, b, 1967; Lindner, Bogucki, 2002; Dzierżek, Stańczuk, 2006; Börner, Błaszczewicz, 2016). Podobnie interpretowano efekty działania niwacji, czyli zespołu procesów spowodowanych topnieniem śniegu wiosną i spływaniem wód roz-

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa; leszek.marks@uw.edu.pl, kpoch@pgi.gov.pl, mzar@pgi.gov.pl; ORCID ID: L. Marks – 0000-0002-4507-1828, K. Pochocka-Szwarc – 0000-0002-1538-9632, M. Żarski – 0000-0002-0699-6561

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, Gdańsk; ahry@pgi.gov.pl; ORCID ID: 0000-0002-6878-9007

³ Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Lublin; anna.orlowska@mail.umcs.pl; ORCID ID: 0000-0001-6431-4648

topowych. Woda płynęła początkowo po zamrożonej powierzchni terenu, a później również w obrębie rozmarzającej warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny. Niwacja jest intensywniejsza w klimacie zimnym, ponieważ występowanie wieloletniej zmarzliny i obecność wody z topnienia śniegu i tajania latem lodu gruntowego sprzyja ograniczonej erozji, powstawaniu dolinek płaskodennych na powierzchniach nachylonych i splukiwaniu powierzchniowemu (Dylik, Dylikowa, 1964; Washburn, 1979), co powoduje powstawanie u podnóża stoków charakterystycznych osadów rytmicznie warstwowych (Jahn, 1970). Intensywnej akumulacji osadów sprzyjają wiosenne opady deszczu, ponieważ przyczyniają się one do gwałtownego topnienia śniegu, także na lodowcach, a w dolinach rzek lodowcowych generują wezbrania niwalne, charakteryzujące się ekstremalnymi przepływami wody i transportem osadów (Church, 1972; Church, Gilbert, 1975). Ponadto formowanie się w okresach letnich warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny uwalnia znaczne ilości wody, a to sprzyja akumulacji osadów drobnoziarnistych w licznych rozlewiskach, także wskutek lokalnego, niskoenergetycznego i słabo skoncentrowanego przepływu.

Osady i formy peryglacjalne przeważnie nie są zaznaczone na mapach geologicznych, mimo że w kolejnych wersjach *Instrukcji Szczegółowej mapy geologicznej Polski (SMGP) w skali 1:50 000* (Instrukcja..., 1977, 1991, 1996, 2004) i w *Instrukcji Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000* (Gałązka i in., 2009) wyszczególniono między innymi kategorię osadów niweofluwialnych. Intencją autorów instrukcji było stworzenie możliwości wyróżniania takich osadów, ale przede wszystkim w obszarach górskich. W praktyce kartograficznej takie osady nie były jednak wyróżniane, ponieważ seryjne mapy geologiczne osadów powierzchniowych odzwierciedlają zasadniczo warunki na głębokości 2 m, a to skutecznie eliminuje z obrazu mapy większość płycej zalegających osadów utworzonych w warunkach peryglacjalnych.

Celem artykułu jest przedstawienie genezy i warunków powstawania osadów drobnoziarnistych (piasków i mułków) występujących na powierzchni terenu w zachodniej części Polesia i zbadanych między innymi w stanowiskach Suszno, Sytyta, Sosnowica i Kudry. Pokazano również rolę procesów niwalnych w kształtowaniu rzeźby w obszarach występowania wieloletniej zmarzliny podczas zlodowacenia wisły. Takie osady były opisywane dotychczas jako jezioro-rozlewiskowe, jezioro-rzeczne i rzeczno-rozlewiskowe oraz rzeczno-peryglacjalne, głównie zlodowacenia wisły, rzadziej zlodowacenia odry i holocenu (Mojski, Trembaczowski, 1973, 1974; Marszałek, 2000, 2001). Wyróżniano je

na arkuszach SMGP w skali 1:50 000 i opisywano w objaśnieniach do tych map (Dolecki i in., 1987, 1990, 1995). Geneza tych osadów nie była jednoznaczna, a brak datowania nie pozwalał na określenie ich wieku (m.in. Dolecki i in., 1994). Autorzy proponują wprowadzenie ogólnego terminu *niwalny* i terminów szczegółowych *niweofluwialny* i *niweolimniczny* na określenie takich osadów powstających w klimacie zimnym w plejstocenie na Niżu Polskim.

OBSZAR BADAŃ

Badania prowadzono na obszarze zachodniego Polesia na pograniczu Polski, Białorusi i Ukrainy, który obejmuje część Polesia Zachodniego w Polsce (Richling i in., 2021), Polesia Brzeskiego na Białorusi i Polesia Wołyńskiego na Ukrainie i w Polsce (ryc. 1). Charakteryzuje się on występowaniem równin sandrowych w części północnej, zdenudowanych, porozcinanych szerokimi obniżeniami wysoczyzn polodowcowych w części środkowej, i licznych jezior krasowych w części południowej. W zbadanej części Polesia są liczne zabagnienia i torfowiska oraz cieki z bardzo małymi spadkami. Równiny sandrowe i zdenudowane wysoczyzny polodowcowe są oddzielone od Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego i Pojezierza Szackiego wyniosłą strukturą morfologiczną Garbu Włodawskiego.

Zachodnią granicą Polesia jest Tyśmienica, a wschodnią Dniepr. Południkową osią zbadanej części Polesia jest Dolina Środkowego Bugu o szerokości 1,5–6 km, która oddziela Polskę od Białorusi i Ukrainy (ryc. 1). W dolinie występuje taras nadzalewowy (8–10 m, miejscami 4–6 m n.p. rzeki), który został utworzony przez rzekę roztokową w młodszej części zlodowacenia wisły (Marszałek, 2001). Taras ten jest na ogół bardzo dobrze wykształcony, a miej-



→

Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk Suszno, Sytyta, Sosnowica, Kudry i Shebryn oraz obszar mapy geologicznej w skali 1:250 000 (prostokąt czerwony) na pograniczu polsko-białorusko-ukraińskim (Pochocka-Szwarc, Żarski, 2023a)

Fig. 1. Location of the sites Suszno, Sytyta, Sosnowica, Kudry and Shebryn, and a part of the geological map, scale 1:250 000 (red rectangle), in the Polish-Belarusian-Ukrainian border area (Pochocka-Szwarc, Żarski, 2023a)

scami tworzy ostańce na holocenijskiej równinie zalewowej. Bug w wielu miejscach, m.in. w okolicy Suszna, podcina brzeg, tworząc strome skarpy o wysokości do 5 m.

Rzeźba obszaru badań ma układ równoleżnikowy, uwarunkowany budową geologiczną, przede wszystkim położeniem stropu skał kredy górnej. Po zachodniej stronie doliny Bugu (ryc. 1) występują od północy następujące jednostki fizycznogeograficzne: Zakłęśłość Łomaska, Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska, Zakłęśłość Sosnowicka, Garb Włodawski, Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, Wał Uhruski i Pagóry Chełmskie. Skały kredy górnej występują miejscami na powierzchni terenu na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim i Pojezierzu Szackim oraz w dnach jezior i obniżen geozy krasowej. Powierzchnia zbadanego obszaru obniża się przeważnie z południa ku północy, od 213,6 m n.p.m. na Wale Uhruskim do 144 m n.p.m. w Zakłęśłości Sosnowickiej i 136,8 m n.p.m. w dolinie Bugu (Żarski i in., 2023b). Ośią morfologiczną obszaru położonego po wschodniej stronie doliny Bugu jest Prypeć, prawy dopływ Dniepru (Bogucki i in., 2003). Północna część zachodniego Polesia znajduje się na przedpolu strefy marginalnej łądolodu zlodowacenia odry, a formy rzeźby lodowcowej zostały w znacznym stopniu zdenudowane (por. Marks i in., 2018; Żarski i in., 2023b).

MATERIAŁY I METODYKA BADAŃ

Szczegółowe badania osadów w stanowiskach Suszno, Sytyta, Sosnowica i Kudry przeprowadzono w ramach wykonywania SMGP oraz korelacji stratygraficznej osadów na obszarze pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego (Marks, 2023). Interpretacja uzyskanych wyników była wsparta analizą materiałów publikowanych i archiwalnych, w tym map topograficznych i geologicznych w różnej skali, opracowań złożowych i profili wierceń.

Pobrane próbki osadów poddano analizom facjalnej i palinologicznej oraz datowaniu metodą OSL. Analizę facjalną osadów wykonano w badanych stanowiskach na podstawie rozpoznania makroskopowego litologii i struktur sedymentacyjnych. Szczegółowa analiza tekstury i struktury osadów umożliwiła określenie ich charakterystyki, warunków transportu i depozycji, a tym samym rekonstrukcję środowisk sedymentacyjnych i procesów postsedymentacyjnych.

Datowanie metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) wykonano w Laboratorium Datowania Luminescencyjnego Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach i Laboratorium *LumiDatis* w Toruniu. Datowaniu poddano osady piaszczyste pobrane ze stanowisk Suszno, Sytyta, Sosnowica i Kudry (Palczewski, 2020). Próbkę pobierano do nieprzepuszczających światła rur PCV i analizowano zgodnie z procedurą opisaną przez Moskę i in. (2021). Z każdej badanej próbki pobrano i oznaczono od 15 do 20 naważek, a następnie obliczono rozrzut otrzymanych wyników. Jeżeli nie przekraczał on 20%, przyjmowano wynik uśredniony, natomiast jeśli był większy, to obliczano wartość średnią dla grup wartości najniższych. Zakres niepewności określano za pomocą analizy statystycznej. Istotne znaczenie dla dokładności otrzymanych wyników ma oszacowanie zawartości wody w osadach oraz stopień wyzerowania sygnału luminescencyjnego w czasie depozycji (Moska i in., 2021).

Próbki do analizy palinologicznej poddano standardowej acetolizie według metody Erdmana (Faegri i in., 1989). Analizę przeprowadzono, korzystając z mikroskopu *Nikon*

OPTIPHOT-2. Udział procentowy poszczególnych taksonów liczono w stosunku do sumy pyłku drzew i krzewów (AP – *Arboreal Plant*) oraz roślin zielnych i krzewinek (NAP – *Non-Arboreal Plant*; Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986). Z udziału procentowego wyłączono sporomorfy roślin wodnych, szuwarowych, paproci i glonów. W próbkach z osadów biogenicznych, charakteryzujących się zwykle wysoką frekwencją pyłku, zliczano co najmniej 500 ziaren pyłku AP, wszystkie towarzyszące ziarna pyłku NAP i sporomorfy roślin lokalnych: wodnych, szuwarowych, paproci i glonów. W próbkach mineralno-biogenicznych i o niskiej frekwencji pyłku liczono ziarna do minimum 300 AP, natomiast w próbkach o bardzo niskiej frekwencji – do 300 ziaren ogółem. Wyniki przeprowadzonych analiz przedstawiono z wykorzystaniem programu *POLPAL* (Nalepka, Walanus, 2003).

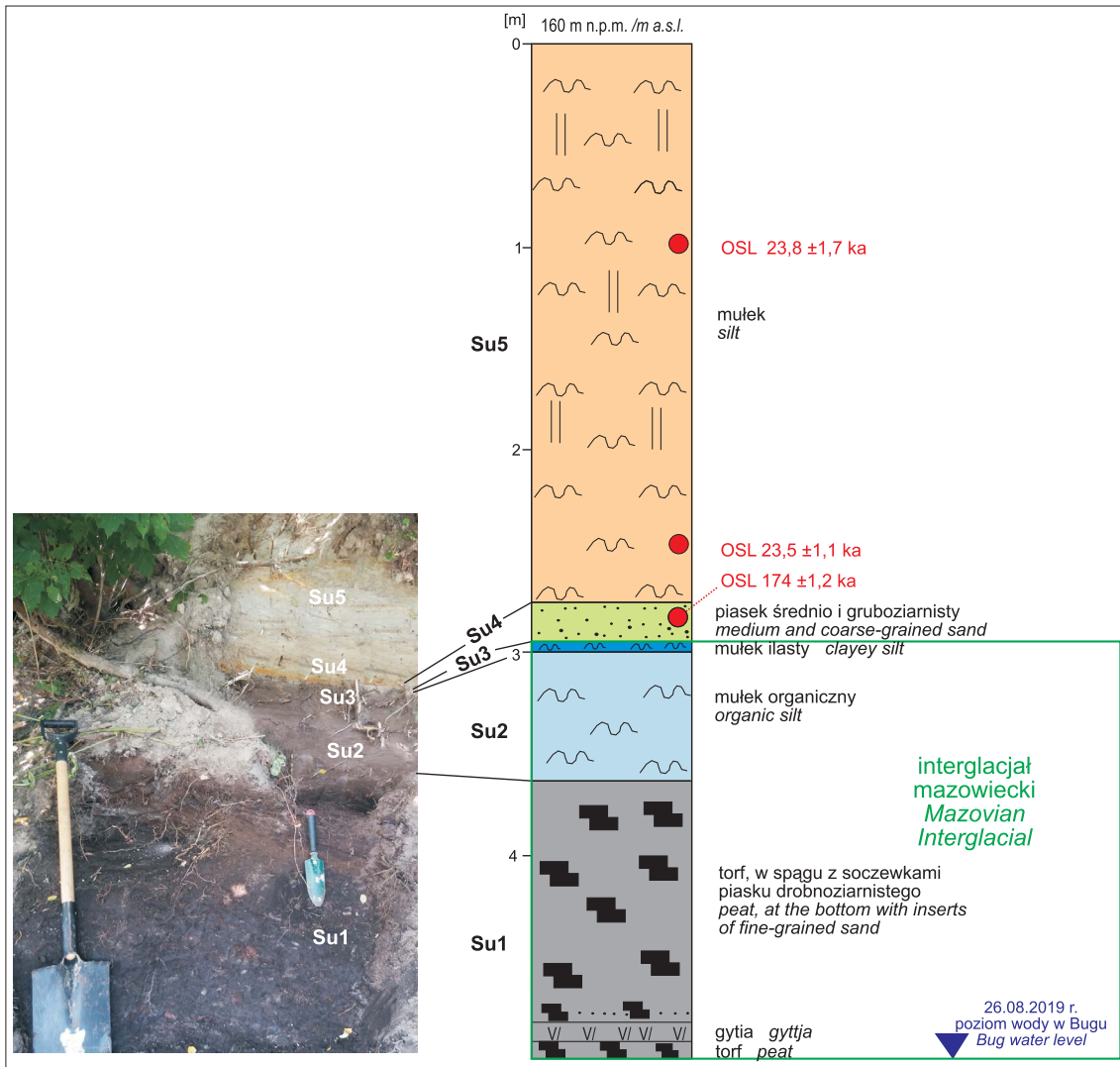
WYNIKI

W zachodniej części Polesia na powierzchni ziemi odsłaniają się przeważnie osady drobnofrakcyjne. W strobie profili osadów w stanowiskach Suszno, Sytyta, Sosnowica i Kudry stwierdzono występowanie piasków mułkowatych i mułków.

Stanowisko Suszno

Stanowisko Suszno znajduje się na pograniczu Garbu Włodawskiego i Doliny Środkowego Bugu, w skarpi doliny Bugu, ok. 2 km na północ od Włodawy (ryc. 1). W jego profilu występują osady jeziorne interglacjału mazowieckiego, opisane przez Trembaczowskiego (1957), a także Mojskiego i Trembaczowskiego (1961) oraz opracowane paleobotanicznie przez Stachurską (1961). Podczas opracowywania SMGP w skali 1:50 000 wykonano otwór wiertniczy w nieczynnej cegielni w Susznie, w profilu którego na osadach rzecznych (głębokość 11,0–13,5 m) stwierdzono występowanie silnie sprasowanych torfów z przewarstwieniami piasków i namułów torfiastych, przykrytych mułkami piaszczystymi z humusem (Marszałek, 2000). Analiza palinologiczna próbek z tego wiercenia wykazała obecność gatunków roślin charakterystycznych dla interglacjału mazowieckiego (Obarska, 1996). W pobliżu starej cegielni, 320 m na zachód od skarpy Bugu, wykonano w 2015 r. wiercenie, w którym potwierdzono występowanie osadów biogenicznych interglacjału mazowieckiego na głębokości 6,5–9,8 m (Hrynowiecka i in., 2014; Żarski i in., 2023a). W latach 2015 i 2019 przeprowadzono szczegółowe profilowanie krawędzi doliny Bugu w rejonie Suszna, dokumentując osady organiczne (seria Su0–5) oraz pobierając próbki do analizy paleobotanicznej i datowania metodą OSL (ryc. 2).

Seria rzeczna Su0, o miąższości 0,9 m, zawiera piaski różnoziarniste jasnoszare ze żwirem drobnym (0,5 cm). Podściela ona osady serii Su1, odsłonięte w poziomie wody w Bugu (ryc. 2), która składa się z torfów silnie skomprimowanych, suchych i dobrze rozłożonych, o miąższości 1,4–2,0 m, z niewielkimi przewarstwieniami gytii oliwkowobrazowej (do 5 cm) i cienkimi soczewkami piasku drobnoziarnistego (do 10 cm). Torfy podlegały miejscami erozji rzecznej, a ich porożrywane warstwy mają miąższość do kilkunastu centymetrów. Seria Su2 składa się z mułków zwartych brązowych i brązowoszarych o miąższości 0,6 m, zawierających rozproszoną materię organiczną. Seria Su3 zawiera mułki ilaste, masywne, ciemno-



Ryc. 2. Profil Suszno 2015 i 2019 w skarpie doliny Bugu na podstawie Źarskiego i in. (2023c), zmodyfikowany: Su1–5 – zespoły litofacjalne. Fot. K. Pochocka-Szwarc

Fig. 2. Section Suszno 2015 and 2019 in the scarp of the Bug valley based on Źarski et al. (2023c), modified: Su1–5 – lithofacies associations. Photo by K. Pochocka-Szwarc

szare, o miąższości 0,05 m, a jej górna granica ma charakter erozyjny. Serię Su4, o miąższości 0,2 m, tworzą piaski średnioziarniste z domieszką ziaren grubszych, w stropie z piaskami drobnoziarnistymi. Datowano ją metodą OSL na $174 \pm 1,2$ ka. Serię Su5 reprezentują mułki o strukturze masywnej, o miąższości do 3,7 m, datowane metodą OSL na $23,8 \pm 1,7$ i $23,5 \pm 1,1$ ka (Źarski i in., 2023a).

W osadach serii Su1 wyznaczono 2 poziomy pyłkowie typowe dla schyłku interglacjału mazowieckiego (MIS 11c): *Carpinus–Abies* i *Picea–Carpinus–Abies* oraz pyłek *Buxus* i *Pterocarya* (Hrynowiecka i in., 2014). Osady te powstały prawdopodobnie w zarastającym starorzeczu, do którego był okresowo dostarczany materiał piaszczysty, a narastające torfy podlegały miejscami erozji rzecznej. Później starorzecze stało się niewielkim jeziorkiem, w którym zachodziła akumulacja mułków serii Su2, lokalnie z domieszką humusu. Akumulacja mułków ilastych serii Su3 jest prawdopodobnie związana z okresem pointerglacjalnym (MIS 10). W czasie zlodowacenia odry (MIS 6) rejon stanowiska Suszno znajdował się w strefie ekstraglacialnej (Źarski, 2006; Kucharska i in., 2020; Źarski, Kucharska, 2020; Pochocka-Szwarc i in., 2024), w której zachodziła w zimnym klimacie zarówno erozja, jak i akumulacja osadów

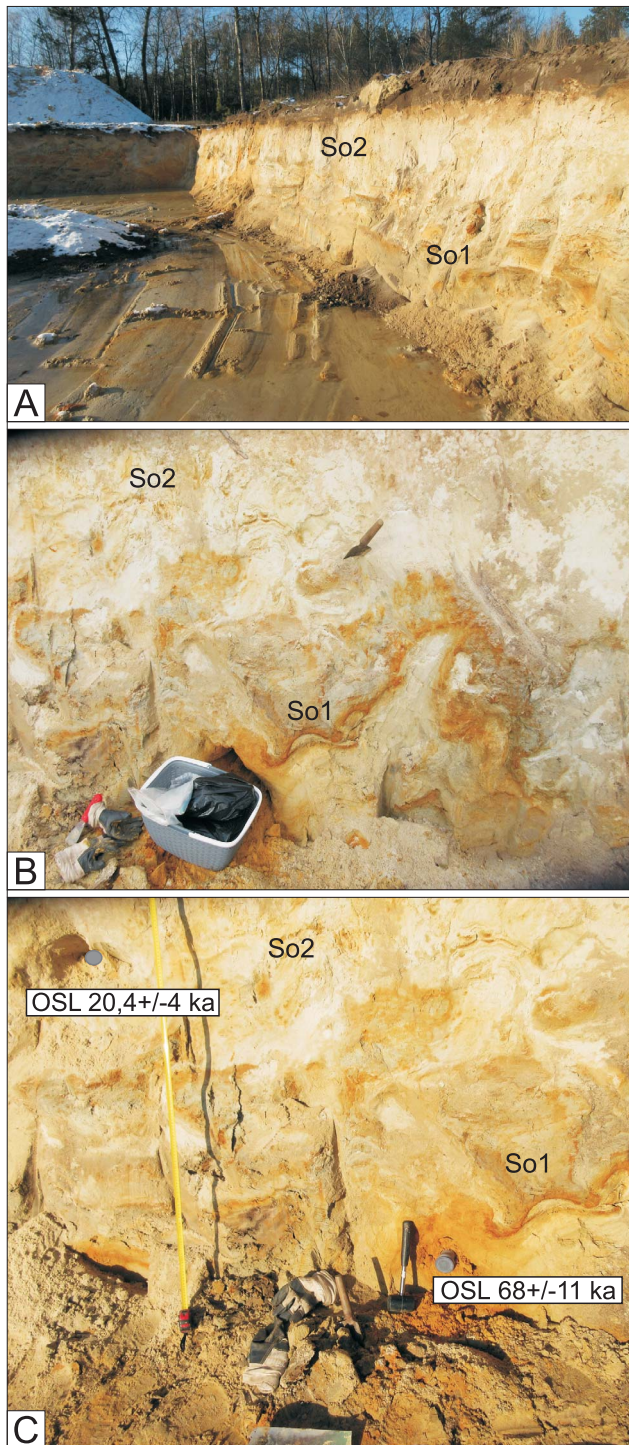
serii Su4. W czasie zlodowacenia wisły (MIS 5–2a) nastąpiła akumulacja mułków serii Su5. W mułkach występujących w takiej samej pozycji stratygraficznej, opisanych w skarpie doliny Bugu przez Mojskiego i Trembaczewskiego (1961), stwierdzono krioturbacje. Podobne osady, reprezentujące depozycję w warunkach klimatu zimnego i występowanie wieloletniej zmarzliny w czasie zlodowacenia wisły, są dość powszechne na Polesiu Zachodnim, szczególnie w Zakłęsłości Sosnowickiej (Pochocka-Szwarc, Źarski, 2023b) i na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim (Pochocka-Szwarc, 2023a, b; Kucharska, 2023).

Stanowisko Sosnowica

W Zakłęsłości Sosnowickiej, na północ od miejscowości Sosnowica znajduje się stanowisko Sosnowica. W wykopie pod fundamenty o głębokości $\sim 2,5$ m udokumentowano dwie serie osadów: górną So2 i dolną So1. Seria So2 o miąższości 1,3 m jest wykształcona w postaci piasków drobnoziarnistych pyłowatych, jasnoszarych, o strukturze masywnej. Osady te (na głębokości 1 m) datowano metodą OSL na $20,4 \pm 4$ ka (Palczewski, 2022). Seria dolna So1 zawiera piaski i mułki jasnoszare, plastyczne i spoiste. Na głębokości

1,8 m była datowana metodą OSL na 68 ± 11 ka. Poniżej głębokości 1 m występują deformacje plastyczne o cechach krioturbacji, którym podlegały osady serii So1 i spągowej części serii So2, a ich obecność podkreślają rdzawe zabarwienia związkami żelaza (ryc. 3).

Krioturbacje w osadach stanowiska Sosnowica, np. w postaci struktur płomieniowych (ryc. 3C), powstały w warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny w efekcie pęcznienia oraz deformowania osadów o najdrobniejszej frakcji.

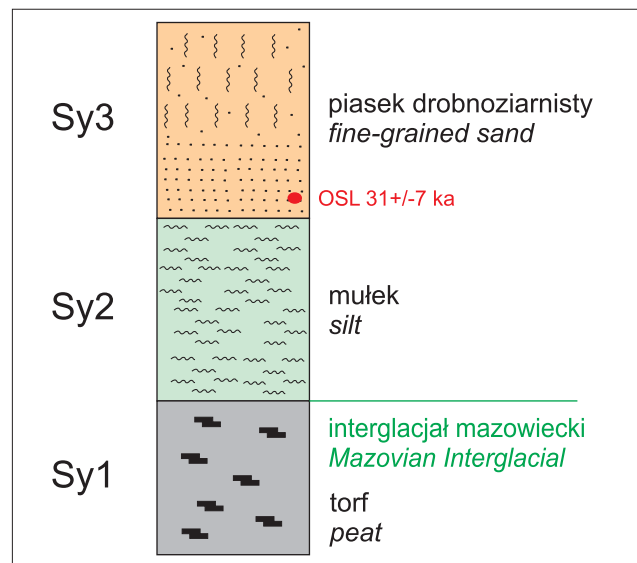


Ryc. 3. Osady niwalne na stanowisku Sosnowica (Pochocka-Szwarc, 2023b; Żarski, Pochocka-Szwarc, 2023): So1–2 – zespoły litofacjalne. Fot. M. Żarski

Fig. 3. Nival deposits at Sosnowica (Pochocka-Szwarc, 2023b; Żarski, Pochocka-Szwarc, 2023): So1–2 – lithofacies associations. Photo by Fot. M. Żarski

Stanowisko Sytyta

Stanowisko Sytyta znajduje się w środkowej części Zakłęśłości Sosnowickiej (ryc. 1). W profilu występują drobnofrakcyjne utwory mineralne serii Sy3 i Sy2 o łącznej miąższości 2,5 m (ryc. 4). Seria Sy3 jest wykształcona w postaci piasków drobnziarnistych pyłowatych i była datowana metodą OSL na 31 ± 7 ka (Palczewski, 2020). Podścielającą ją serię Sy2 reprezentują mułki szare, plastyczne, o miąższości 1,5 m. Poniżej nich występuje seria torfów Sy1. Wyniki analizy palinologicznej wskazują na interglacjał mazowiecki (MIS 11c; Hrynowiecka, 2020), ponieważ wyznaczono poziom pyłkowy *Picea–Alnus* z podwyższoną zawartością pyłku *Taxus*, charakterystyczny dla początku optimum klimatycznego tego interglacjału (Hrynowiecka, 2020; Pochocka-Szwarc i in., 2021, 2024).



Ryc. 4. Profil Sytyta 2022 na podstawie Hrynowieckiej (2020), Pochockiej-Szwarc i in. (2021) i Pochockiej-Szwarc (2023b), zmodyfikowane: Sy1–3 – zespoły litofacjalne

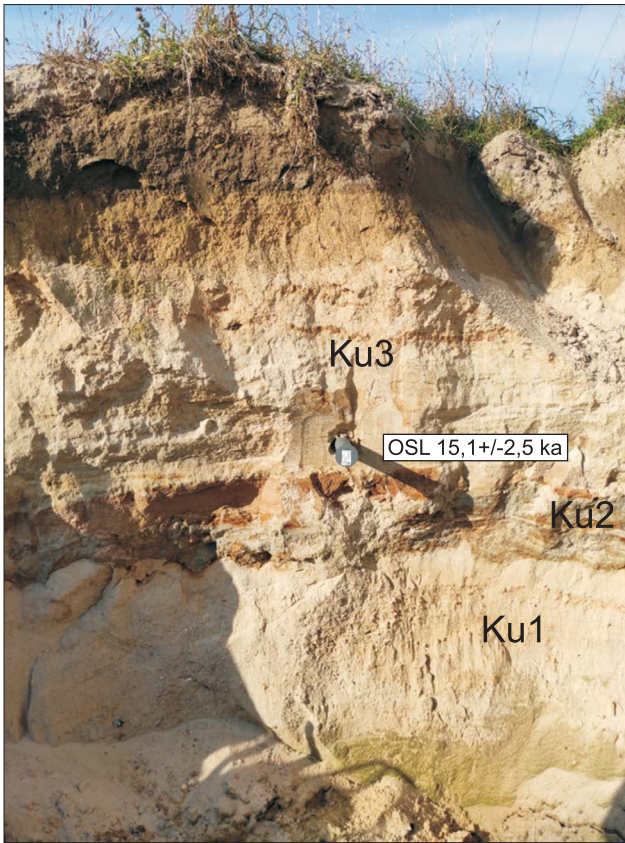
Fig. 4. Section Sytyta 2022 after Hrynowiecka (2020), Pochocka-Szwarc et al. (2021) and Pochocka-Szwarc (2023b), modified: Sy1–3 – lithofacies associations

W odślonięciu odległym o kilkanaście metrów od opisywanego profilu Sytyta 2022 (ryc. 4) stwierdzono występowanie piasków drobnziarnistych pyłowatych. Stanowią one kontynuację serii Sy3. Na głębokości 1 m datowano je metodą OSL na $13,2\pm 2,7$ ka (Palczewski, 2020).

Stanowisko Kudry

Stanowisko Kudry znajduje się na ostańcu erozyjnym fragmencie Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej (ryc. 1), powstałym w wyniku erozji wód rzeczno-lodowcowych zlodowacenia sanu 2 (Pochocka-Szwarc i in., 2021, 2024; Pochocka-Szwarc, 2023b; Żarski i in., 2023c). Rozcięcia erozyjne mają szerokość 2–8 km i są wypełnione torfami, osadami jeziornymi, rzeczno- i niwalnymi zlodowacenia wisły i holocenu (Żarski i in., 2023b).

W odślonięciu w pobliżu miejscowości Kudry udokumentowano osady serii Ku1–3, o łącznej miąższości 2 m (ryc. 5). Do głębokości 1,2 m występują osady serii Ku3, składające się z piasków drobnziarnistych z laminami



Ryc. 5. Osady niwalne w stanowisku Kudry (Żarski, Pochocka-Szwarc, 2024): Ku1–3 – zespoły litofacjalne. Fot. M. Żarski
Fig. 5. Nival deposits at Kudry (Żarski, Pochocka-Szwarc, 2024): Ku1–3 – lithofacies associations. Photo by M. Żarski

piasków pyłowych (Żarski, Pochocka-Szwarc, 2024), datowane metodą OSL na $15,1 \pm 2,5$ ka (Palczewski, 2023), co odpowiada okresowi deglacjacji po fazie pomorskiej zlodowacenia wisły (Marks i in., 2023). Na głębokości 1,2–1,4 m występują osady serii Ku2, złożone z piasków z wyraźnym poziomem orsztynu, zawierające przewarstwienia mułków i ze strukturami pograzowymi w stropie. Na głębokości 1,4–2 m znajdują się piaski drobnoziarniste o strukturze masywnej serii Ku1.

DYSKUSJA

Osady niwalne na Polesiu Zachodnim powstały w warunkach peryglacjalnych w wyniku redepozycji i wietrzenia wierzchniej warstwy starszych osadów fluwioglacjalnych, a także glin lodowcowych z otaczających wysoczyzn oraz akumulacji pyłów w wyniku transportu eolicznego. W stanowiskach Mosty, Koniusze, Holeszów, Sytyta, Wagnanka, Zahajki i Kolonia Kaplonosy w Zakłęśności Sosnowickiej oraz w stanowisku Brus na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim są one podścielone utworami jeziornymi interglacjału mazowieckiego (Janczyk-Kopikowa, 1981; Pidek, 2003; Hrynowiecka i in., 2014; Hrynowiecka, Pidek, 2017; Żarski, Morawski, 2018, 2019; Hrynowiecka, 2020; Pochocka-Szwarc i in., 2021; Pochocka-Szwarc, 2023a, b). W wielu miejscach pod osadami niwalnymi występują na Polesiu Zachodnim osady fluwioglacjalne zlodowacenia sanu 2 (Pochocka-Szwarc, Żarski, 2023a, b; Żarski i in., 2023b, c). Osady niwalne wykształcone w postaci piasków,

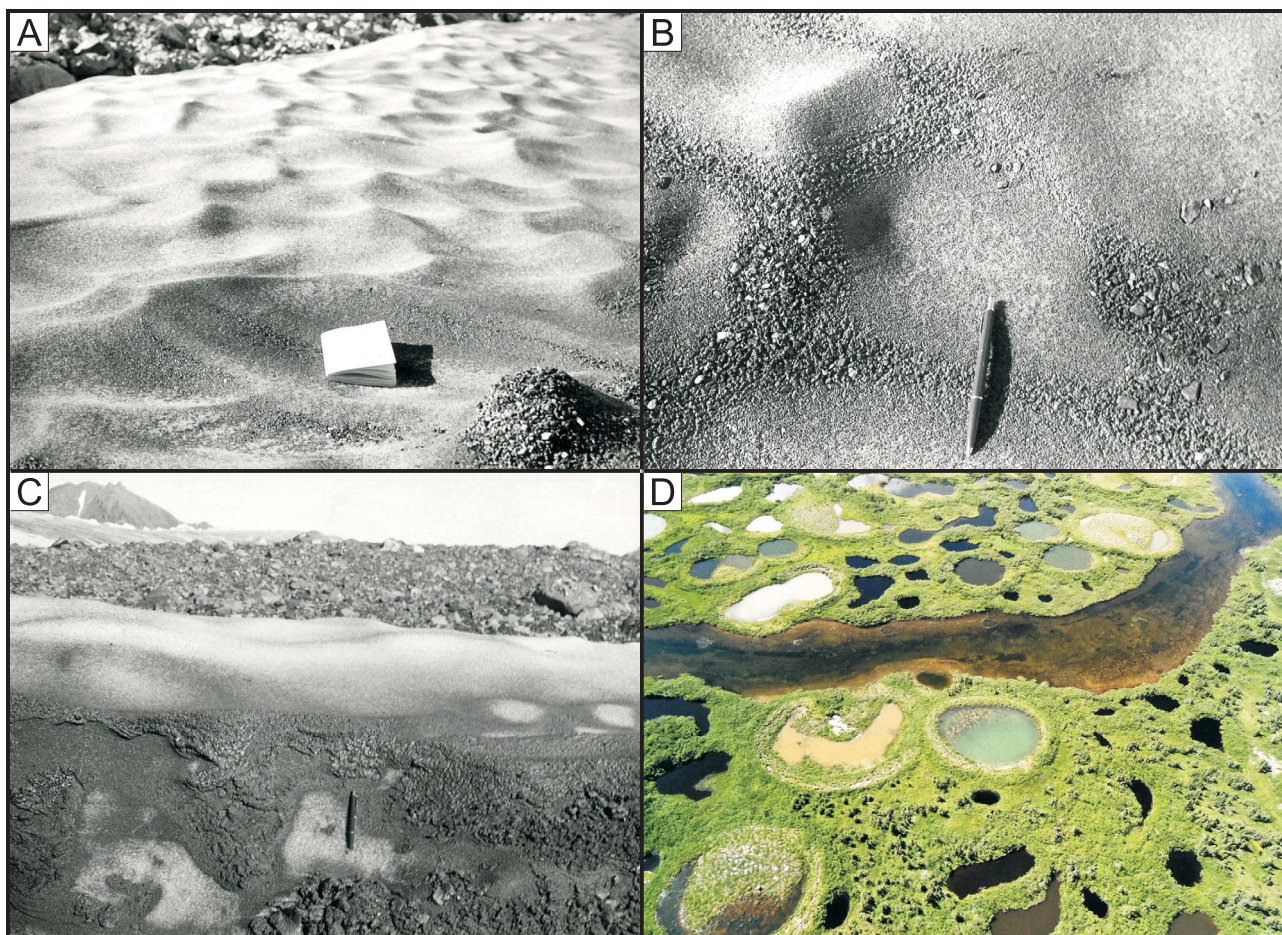
piasków pylistych i mułków zalegają na monotonnych równinach w Zakłęśności Sosnowickiej (152–155 m n.p.m.) oraz w niżej położonych partiach Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej (152–153 m n.p.m.). Miąższość tych osadów jest niewielka (do 3 m) i są one słabo przepuszczalne, dlatego obszary nimi pokryte często są podmokłe i zatorfione. W nowych opracowaniach kartograficznych (w skali 1:50 000 i 1:250 000) osady tego typu zostały zakwalifikowane jako niweofluwalne i niweolimniczne (Marks, 2023; Pochocka-Szwarc, 2023a, b; Pochocka-Szwarc, Żarski, 2023a; Pochocka-Szwarc i in., 2024).

Podobnie wykształcone osady opisano wcześniej jako niweoeoliczne na stanowisku Shebryn na Polesiu Brzeskim na Białorusi (ryc. 1), w którym powyżej gliny zlodowacenia odry występują piaski drobno- i średnioziarniste warstwiane horyzontalnie (Sh), o miąższości ok. 2 m i miąższości lamin do 0,5 cm (Pochocka-Szwarc i in., 2016; Marks, Karabanov, 2017; Woronko i in., 2017). W osadach tych zaobserwowano szczeliny kontrakcji termicznej o długości około 0,5 m (Woronko i in., 2017). Wyniki analizy Cailleux (1942) z późniejszymi modyfikacjami Mycielskiej-Dowgiałło i Woronko (1998) dla frakcji 0,8–1,0 mm w stanowisku Shebryn wykazały obecność ziaren kwarcu o powierzchni przeobrażonej w środowisku eolicznym, ale obróbkę eoliczną stwierdzono jedynie na krawędziach i narożach ziaren. Datowanie metodą OSL wskazało, że akumulacja osadów zachodziła w okresie od $13,60 \pm 0,74$ ka do $15,01 \pm 0,84$ ka (Pochocka-Szwarc i in., 2016; Woronko i in., 2017).

Sedymentacja osadów niweolimniczych i niweofluwalnych wiąże się z warunkami peryglacjalnymi. Na Polesiu, stanowiącym w czasie ostatniego zlodowacenia dalsze przedpole lądolodu, denudacji peryglacjalnej sprzyjało sezonowe topnienie śniegu i rozmarzanie stropu wieloletniej zmarzliny, powodujące utworzenie warstwy czynnej. Skutkowało to upłynnianiem wierzchniej warstwy osadów, a następnie transportowaniem i akumulacją mułków, piasków i ilów przez wody roztopowe. W okresie zimowym na pokrywie śnieżnej były nawiewane piaski i pyły eoliczne (ryc. 6), które po wytopieniu śniegu stanowiły istotny składnik osadów niweoeolicznych (Woronko i in., 2015, 2017). W zasadzie procesy i osady związane z występowaniem i topnieniem pokrywy śnieżnej i upłynnianiem warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny można określić jako niwalne, a w zależności od procesu, dynamiki przepływu i frakcji – wyróżniać osady oraz formy niweofluwalne, niweolimniczne i niweoeoliczne. W zbadanej przez autorów części Polesia osady niwalne mają miąższość 0,5–3 m i powstały w większości w czasie zlodowacenia wisły (Pochocka-Szwarc, 2023a, b; Żarski i in., 2023b).

Osady i formy współcześnie powstające w okresie zimowym, określane jako eoliczne lub niweoeoliczne, zidentyfikowano między innymi na Pojezierzu Drawskim w północno-zachodniej Polsce, gdzie po wytopieniu pokrywy śnieżnej były szybko inkorporowane w osady podłoża i maskowane roślinnością (Szipkowski, 2008).

Podobne osady były rozpoznawane w Polsce już wcześniej, ale ich geneza tylko sporadycznie była wiązana z procesami niwalnymi oraz z rozmarzaniem wieloletniej zmarzliny i występowaniem warstwy czynnej. Opisywano piaszczysto-żwirowe stożki niweofluwalne utworzone przez rzeki wypływające z Wyżyny Łódzkiej (Dylik za Schild, 1973) i pokrywy piaszczyste o geniezie niweo-



Ryc. 6. Współczesna akumulacja niweoeoliczna: **A** – Spitsbergen – depozycja eoliczna materiału mineralnego na pokrywie śnieżnej; **B** i **C** – kolejne etapy wytapiania materiału mineralnego w czasie tajania śniegu. Fot. **A–C** L. Marks; **D** – efekty działania procesów niweofluwialnych i niweolimnicznych na tundrze w rejonie Kuujjuarapik w Kanadzie według Calloce (2015), nieco zmodyfikowane **Fig. 6.** Modern niveoaeolian deposition: **A** – in Spitsbergen – aeolian deposition of mineral material on a snow cover; **B** and **C** – and results of successive phases of snow thawing. Photos **A–C** by L. Marks; **D** – effects of niveofluvial and niveolimnic processes in tundra at Kuujjuarapik in Canada after Calloce (2015), slightly modified

eolicznej, wypełniające dna suchych dolinek lub tworzące pokrywę na powierzchni wysoczyzny (Dylikowa, 1967, 1969). Uważano, że piaski pokrywowe o genezie eolicznej lub niweoeolicznej były odkładane przez znaczną część ostatniego zlodowacenia, ale z dłuższymi przerwami w akumulacji podczas interstadiałów (Schild, 1973). Podobne osady pokrywowe o miąższości 1,0–2,3 m opisywano w środkowej Polsce jako peryglacialne (kongeliflukcyjne i spływowe) w Józefowie (Dylik, 1963b), Katarzynowie (Dylikowa, 1961) i Witowie (Chmielewski, 1970) oraz na Górze Św. Małgorzaty (Dylik, 1963a). W środkowej Polsce osady niweofluwialne były związane z pleniglacjałem górnym (Churska, 1969; Manikowska, 1969) lub późnym glacjałem (Chmielewski, 1970).

W stropie serii sandrowej sandru dobrzyńskiego w rejonie Torunia stwierdzono powszechne występowanie źle wysortowanych piasków o strukturze masywnej (nie-warstwowanych), zawierających znaczną domieszkę frakcji pyłowej, zwirowej, a nawet kamienistej (Kotarbiński, 1971). Obtoczenie ziaren kwarcu i skład mineralno-petrograficzny piasków o strukturze masywnej i podścielających je piasków warstwowanych były podobne. Sedymentacja piasków o strukturze masywnej miała odzwierciedlać inne warunki hydrodynamiczne w końcowym okresie akumulacji serii sandrowej, czemu towarzyszyła transformacja

osadów peryglacialnych (Kotarbiński, 1971). Podobne osady, które interpretowano jako zapis warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny, charakteryzujące się występowaniem krioturbacji i trójwarstwowością, stwierdzono na sandrach wschodniopomorskich (Błaszczewicz, 2005; Van Loon i in., 2012). Takim osadom można przypisać genezę niweofluwialną.

W stanowiskach Kudry, Sosnowica, Suszno i Sytyta osady niweofluwialne i niweolimniczne datowano w przedziale od 15,1 do 31 ka BP (tab. 1), co odpowiada pleniglacjałowi górnemu zlodowacenia wisły (por. Marks i in., 2016). W Sytycie i Shebryniu takie osady datowano na 13,2 do 13,6 ka BP, czyli późny glacjał ostatniego zlodowacenia (Żarski i in., 2023c). Natomiast datowanie osadów niwalnych w stanowisku Sosnowica na 68 ka BP (Pochocka-Szwarc, 2023b) wskazuje na pleniglacjał dolny.

Podczas zlodowacenia wisły poziom wody w rzekach Polesia był wyższy niż obecnie, na co wskazuje między innymi położenie tarasów rzecznych w dolinie Wieprza (Kucharska, Krawczyk, 2023; Kucharska i in., 2024). Jednocześnie obecność wieloletniej zmarzliny w podłożu (Dobrowolski, 2006) sprzyjała akumulacji osadów niweofluwialnych i niweolimnicznych poza dolinami rzek, a szczególnie na obszarach bezodpływowych lub z bardzo słabym odpływem, jak w Zakłęsłości Sosnowickiej, na Pojezierzu

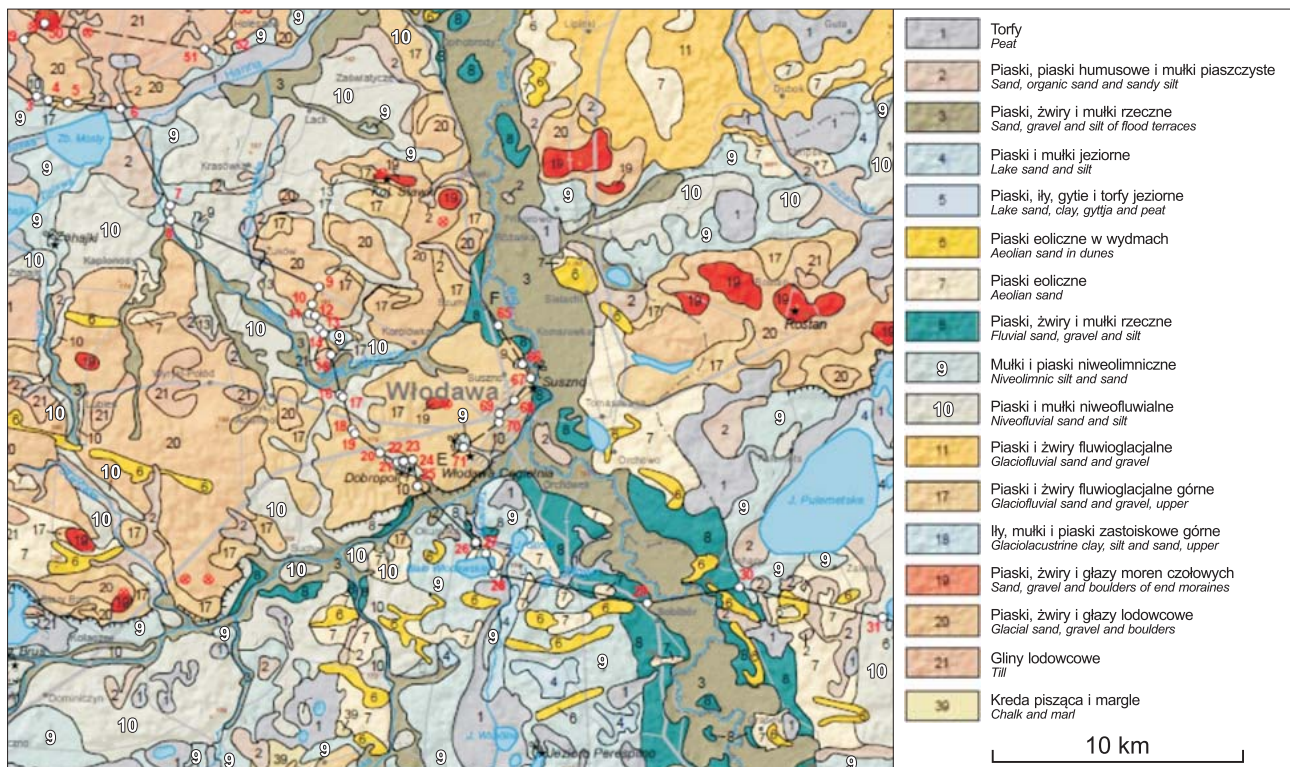
Tab. 1. Zestawienie wyników datowania OSL osadów niwalnych na Polesiu Zachodnim i Polesiu Brzeskim
Table 1. Results of OSL dating of nival deposits in Western Polesie and Brest Polesye

Stanowisko <i>Site</i>	OSL	Stratygrafia <i>Stratigraphy</i>		Publikacja <i>Publication</i>
Kudry	15,1±2,5 ka	zlodowacenie wisły <i>Vistulian Glaciation</i>	późny glacjał <i>Late Glacial</i>	Palczewski, 2023; Żarski, Pochocka-Szwarc, 2024
Shebryn (Białoruś / <i>Belarus</i>)	13,6±7,4 ka		późny glacjał <i>Late Glacial</i>	Pochocka-Szwarc i in., 2016
	15,01±0,84 ka		pleniglacjał górny <i>Upper Pleniglacial</i>	
Sytyta	13,2±2,7 ka		późny glacjał <i>Late Glacial</i>	Palczewski, 2020
	31±7 ka		pleniglacjał górny <i>Upper Pleniglacial</i>	Pochocka-Szwarc, 2023b
Susznno	23,5±1 ka		pleniglacjał górny <i>Upper Pleniglacial</i>	Żarski i in., 2023a
	23,8±1,7 ka		pleniglacjał górny <i>Upper Pleniglacial</i>	
Sosnowica	20,4±4 ka		pleniglacjał górny <i>Upper Pleniglacial</i>	Palczewski, 2020; Pochocka-Szwarc, 2023b
	68±11 ka		pleniglacjał dolny <i>Lower Pleniglacial</i>	

Łęczyńsko-Włodawskim i Szackim oraz w obniżeniach na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej (ryc. 7). Powstające wówczas przepływy niskoenergetyczne tworzyły szerokie rozlewiska pozbawione wyraźnego systemu korytowego i ze znikomą erozją denną, co jest charakterystyczne dla klimatu zimnego (Zieliński i in., 2015; Zieliński, 2015).

Procesy te zachodziły z różnym nasileniem przez cały okres zlodowacenia wisły (Pochocka-Szwarc in., 2021, 2024; Żarski i in., 2023c).

Zmiany lokalnych warunków środowiskowych, spowodowane przede wszystkim zróżnicowaniem miąższości pokrywy śnieżnej powstającej w okresie zimowym, tem-



Ryc. 7. Osady niwalne (opisane na biało wydzielienia 9 i 10) na mapie geologicznej pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego w rejonie Włodawy, 1:250 000 (Pochocka-Szwarc, Żarski, 2023a). Stratygrafia: 1–4 – holocen, 5–10 – zlodowacenie wisły, 11 – zlodowacenie odry, 17–21 – zlodowacenie sanu 2, 39 – mastrycht górny

Fig. 7. Nival deposits (units 9 and 10, typed in white) on the geological map of the Polish-Belarusian-Ukrainian border area in the Włodawa region, scale 1:250 000 (Pochocka-Szwarc, Żarski, 2023a). Stratigraphy: 1–4 – Holocene, 5–10 – Vistulian Glaciation (Weichselian), 11 – Odranian Glaciation (Saalian), 17–21 – Sanian 2 Glaciation (Elsterian), 39 – Upper Maastrichtian

pem jej topnienia oraz głębokością letniego rozmarzania wieloletniej zmarzliny, spowodowały zróżnicowanie miąższości i litologii osadów niwalnych oraz przekształcanie rzeźby terenu. Miąższość warstwy czynnej zmarzliny jest większa w strefie subpolarniej niż polarnej, co ułatwia retencję większej ilości wód roztopowych i opadowych. Wskutek ograniczonej infiltracji reszta wody roztopowej spływała zgodnie z nachyleniem terenu po powierzchni zamrażniętej, a w miarę postępu tajania letniego – również w obrębie warstwy czynnej. W związku z tym drenaż niwalny charakteryzował się dużą zmiennością i występowaniem zarówno przepływu linearnego i warstwowego, jak i śródwarstwowego. Obecność szczelin lodowych i brak klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym w osadach niwalnych może wskazywać na istnienie nieciągłej lub wyspowej wieloletniej zmarzliny. Działanie procesów eolicznych było krótkotrwałe i związane głównie z okresem zimowym, natomiast przepływy były na ogół niskoenergetyczne i występowały w czasie wiosennego tajania pokrywy śnieżnej.

PODSUMOWANIE

Badania przeprowadzone na pograniczu polsko-białorusko-ukraińskim, wsparte szczegółową analizą profili osadów w stanowiskach Suszno, Sytyta, Sosnowica, Kudry i Shebryn, umożliwiły weryfikację dotychczasowych poglądów na genezę i wiek osadów powierzchniowych, które stanowią charakterystyczny element rzeźby zachodniej części Polesia. Podczas ostatniego zlodowacenia znajdowało się ono w strefie peryglacialnej, gdzie w zależności od charakteru akumulacji powstawały drobnofrakcyjne osady niweofluwialne, niweolimniczne i niweoeoliczne. Akumulacja osadów niweofluwialnych i niweolimnicznych zachodziła poza dolinami rzek, szczególnie w obszarach bezodpływowych i z bardzo słabym odpływem. Osady niwalne w zbadanej części Polesia powstawały głównie w pleniglacialnym górnym i późnym glacialnym zlodowacenia wisły.

Silne wiatry sezonowe, skąpa pokrywa roślinna i brak przeszkód terenowych sprzyjały przewiewaniu osadów piaszczystych. Bardzo mały udział frakcji drobnych (pyłowej i iłowej) wskazuje na suchość klimatu (por. Kolstrup, 1982), a słaba obróbka eoliczna ziaren kwarcu sugeruje krótki transport (Woronko i in., 2016). Osady niwalne charakteryzują się słabą przepuszczalnością, dlatego w zbadanej części Polesia wody gruntowe występują płytko, na głębokości od 2,5 do 4 m (Czerwińska-Tomczyk i in., 2005), a miejscami obszar ten jest podmokły i trudno dostępny. Osady niweolimniczne i niweofluwialne występujące na Polesiu będą przedmiotem dalszych badań, a szczególnie uwaga zostanie zwrócona na analizę facji i struktur sedymentacyjnych.

W artykule opisano wybrane wyniki prac geologicznych prowadzonych w latach 2018–2023 na zachodnim Polesiu (pogranicze polsko-białorusko-ukraińskie) w ramach projektu badawczego 2017/27/B/ST10/00165, finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki oraz prac kartograficznych w ramach reambulacji i aktualizacji *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*. Dziękujemy Profesorowi Mirosławowi Błaszkiwiczowi i Dr. hab. Markowi Widerze za wnikliwe recenzje, co umożliwiło poprawienie pierwotnej wersji artykułu.

LITERATURA

- BERGLUND B.E., RALSKA-JASIEWICZOWA M. 1986 – Pollen analysis and pollen diagrams. [W:] Berglund. B.E. (red.), Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. John Wiley, Chichester: 455–484.
- BŁASZKIEWICZ M. 2005 – Późnoglacialna i wczesnoholocenska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). IGiPZ PAN, Warszawa.
- BOGUCKI A., ZALESKI I., KARPENKO N., KOWALCZUK I., KRAWCZUK J. 2003 – Geologiczno-geomorfologiczna ewolucja północno-zachodniej części Polesia Wołyńskiego. Acta Agroph., 1 (2): 217–232.
- BÖRNER A., BŁASZKIEWICZ M. 2016 – Periglacial features and permafrost disappearance in the last glaciated area in N-Poland and NE-Germany. XI International Conference on Permafrost, Potsdam, Alfred Wegener Institute: 304.
- CAILLEUX A. 1942 – Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Mém. Soc. Géol., France, 41.
- CALLOCE L. 2015 – Permafrost, a ticking time bomb. CNRS Intern. Mag., 37: 33–37.
- CHMIELEWSKI W. 1970 – Późnoplejstocenske struktury zmarzlinowe w Witowie. Acta Geogr. Univ. Lodz., 24: 91–99.
- CHURCH M. 1972 – Baffin Island sandurs – a study of Arctic fluvial processes. Geol. Surv. Canada Bull., 216.
- CHURCH M., GILBERT R. 1975 – Proglacial fluvial and lacustrine environments. [W:] A.V. Jopling, B.C. McDonald (red.), Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. SEPM, Spec. Publ., 23: 22–100.
- CHURSKA Z. 1969 – Fazy rozwoju wydmy w Czernikowie-Witowie. Pr. Geogr. PAN, 75: 181–207.
- CZERWIŃSKA-TOMCZYK J., ŁUSIAK R., HERBICH P. 2005 – Objasnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica. Państw. Inst. Geol.; <https://bazadata.pgi.gov.pl/data/hydro/mhp/ppw/wh/txt/mhpppwwh0679objasnienia.pdf>
- DOBROWOLSKI R. 2006 – Glacialna i peryglacialna transformacja rzeźby krasowej północnego przedpola wyżyn lubelsko-wołyńskich (Polska SE, Ukraina NW). Wyd. UMCS, Lublin.
- DOLECKI L., GARDZIEL Z., NOWAK J. 1987 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sosnowica. Państw. Inst. Geol.; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_skany/old/smgp0679old.jpg
- DOLECKI L., GARDZIEL Z., NOWAK J. 1990 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Sosnowica. Państw. Inst. Geol.; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/old/smgp0679old.pdf
- DOLECKI L., HARASIMIUK M., WOJTANOWICZ J. 1994 – Stratygrafia utworów glacialnych środkowego i górnego plejstocenu Polski południowo-wschodniej. Ann. UMCS, Sect. B., 49 (2): 19–31.
- DOLECKI L., GARDZIEL Z., NOWAK J. 1995 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Wisznice. Państw. Inst. Geol.; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0642.pdf
- DYLIK J. 1952 – Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski. Biul. Inst. Geol., 66: 53–113.
- DYLIK J. 1953 – O peryglacialnym, charakterze rzeźby środkowej Polski. Acta Geogr. Univ. Lodz., 4: 1–109.
- DYLIK J. 1963a – Periglacial sediments of the Św. Małgorzata Hill in the Warsaw–Berlin pradolina. Bull. Soc. Sci. Lett. Łódź., 14 (1): 1–18.
- DYLIK J. 1963b – Traces of thermokarst in the Pleistocene sediments of Poland. Bull. Soc. Sci. Lett. Łódź., 14: 1–16.
- DYLIK J. 1967 – Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej. W: Galon R., Dylik J. (red.), Czwartorzęd Polski. Państw. Wyd. Nauk., Warszawa: 311–352.
- DYLIK J., DYLIKOWA A. 1964 – Cechy przewodnie obszarów peryglacialnych. Czas. Geogr., 35 (3): 279–301.
- DYLIKOWA A. 1961 – Structures de pression congélistatiques et structures de gonflement par le gel pres de Katarzynów, pres de Łódź. Lodz. Bull. Soc. Sci. Lett., 12 (9): 1–19.
- DYLIKOWA A. 1967 – Wydmy środkowopolskie i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. [W:] R. Galon, J. Dylik (red.), Czwartorzęd Polski, PWN, Warszawa: 353–371.
- DYLIKOWA A. 1969 – Problematyka wydym śródlądowych w Polsce w świetle badań strukturalnych. Pr. Geogr. IG PAN, 75: 39–74.
- DZIERŻEK J., STAŃCZUK D. 2006 – Record and palaeogeographical implications of Pleistocene periglacial processes in the Drohiczyń Plateau, Podlasie lowland (eastern Poland). Geol. Quart., 50: 219–228.
- FAEGRI K., KALAND P.E., KRZYWINSKI K. 1989 – Textbook of pollen analysis. Wiley, Chichester.
- GAŁAZKA D., GASTOŁ-PALECHOWSKA B., MARKS L., NAUWALDT E., STAŃCZAK Z. 2009 – Instrukcja reambulacji Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, wyd. 2 uzupełnione. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

- HRYNOWIECKA A. 2020 – Orzeczenie palinologiczne dla stanowiska Sytyta, ark. Sosnowica. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- HRYNOWIECKA A., PIDEK A. 2017 – Older and Younger Holsteinian climate oscillations in the palaeobotanical record of the Brus profile (SE Poland). *Geol. Quart.*, 61 (4): 723–737.
- HRYNOWIECKA A., ŻARSKI M., WINTER H. 2014 – Vegetation and stratigraphy of the Mazovian (Holsteinian) Interglacial sections from Dobropol and other new sites in western Polesie region (south-eastern Poland). *St. Quat.*, 31 (1): 17–30.
- INSTRUKCJA w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w ujęciu kompleksowym, 1977 – Wyd. Geol., Warszawa.
- INSTRUKCJA w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1991 – Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- INSTRUKCJA w sprawie opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1996 – Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- INSTRUKCJA opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, wyd. 2 uzupełnione, 2004 – Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JAHN A. 1970 – Zagadnienia strefy peryglacjalnej. PWN, Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1981 – Orzeczenie dotyczące próbek z miejscowości Brus 1 (Mietułka), Wólka Petryłowska 18. Opracowanie specjalne dla arkusza Kołacze SMGP w skali 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- KOLSTRUP E. 1982 – Cover sand and cover sand stratigraphy in southern Denmark. *Geografisk Tidsskrift*, 82: 88–91.
- KOTARBIŃSKI J. 1971 – Geniza piasków bezstrukturalnych w osadach wodnolodowcowych sandru dobrzyńskiego w świetle badań sedimentologicznych. *Prz. Geol.*, 43 (1–2): 101–115.
- KUCHARSKA M. 2023 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Orzechów Nowy (715). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0715.pdf
- KUCHARSKA M., KRAWCZYK M. 2023 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Lubartów (713). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa. https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0713.pdf
- KUCHARSKA M., ŻARSKI M., PRZASNYSKA J., TEKIELSKA J. 2020 – Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Siedlce, wyd. A i B, Narodowe Archiwum Geologiczne Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa; <https://bazadata.pgi.gov.pl/data/mgp200/mapy/edycja2/mgp200A41-edycja2.jpg>
- KUCHARSKA M., KRAWCZYK M., HRYNOWIECKA A. 2024 – Evolution of the hydrographic network in the middle Wieprz River Basin (E Poland). *Geol. Quart.*, 68: 15; doi: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1743>
- LINDNER L., BOGUCKI A. 2002 – Pozycja wiekowa środkowo- i późnoplejstocenijskich zjawisk peryglacjalnych w środkowo-wschodniej Europie. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Święt. w Kielcach*, 8: 81–106.
- ŁOZIŃSKI W. 1909a – Das Sandomierz-Opatower Lössplateau. *Globus*, 96: 330–334.
- ŁOZIŃSKI W. 1909b – O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie. *Spraw. PAU*, 1: 21.
- ŁOZIŃSKI W. 1912 – Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. [W:] XI Congr. Geol. Intern. Stockholm, 1910: 1039–1053.
- MANIKOWSKA B. 1969 – Gleba z interstadialu alleröd na tle układu stratygraficznego utworów fazy zstępującej würmu w okolicach Łodzi. *Pr. Geogr. PAN*, 75: 289–326.
- MARKS L. 1992 – Osady i formy rzeźby peryglacjalnej. [W:] L. Lindner (red.), *Czwartorzęd: osady, metody badań, stratygrafia*. Wyd. PAE, Warszawa, 224–242.
- MARKS L. (red.) 2023 – Mapa geologiczna pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000 z tekstem objaśniającym. Państw. Inst. Geol.-PIB.
- MARKS L., KARABANOV A.K. (red.) 2017 – Mapa geologiczna południowej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi, rejon Białej Podlaskiej i Brestu 1:250 000 z tekstem objaśniającym. Państw. Inst. Geol.-PIB.
- MARKS L., GAŁAZKA D., WORONKO B. 2016 – Climate, environment and stratigraphy of the Pleistocene last glacial stage in Poland. *Quat. Intern.*, 420: 259–271; doi: [10.1016/j.quaint.2015.07.047](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.07.047)
- MARKS L., KARABANOV A., NITYCHORUK J., BAH DASARAU M., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł., HRADUNOVA A., HRYCHANIK M., MAMCHYK S., RYLOVA T., NOWACKI Ł., PIELACH M. 2018 – Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quat. Intern.*, 478: 59–74.
- MARKS L., BITINAS A., BŁASZKIEWICZ M., BÖRNER A., GUOBYTE R., RINTERKNECHT V., TYLMANN K. 2023 – Chapter 11: Northern Central Europe: glacial landforms during deglaciation (18.9–14.9 ka). [W:] Palacios D., Hughes P.D., García-Ruiz J.M., Andrés N. (red.), *European Glacial Landscapes II: Last Deglaciation*. Elsevier, 95–104, <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00008-5>
- MARZALEK S. 2000 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Włodawa (681). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0681.pdf
- MARZALEK S. 2001 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Włodawa (681). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0681.jpg
- MOJSKI J.E., TREMBACZOWSKI J. 1961 – Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Susznie koło Włodawy nad Bugiem. *Biul. Inst. Geol.*, 169: 17–30.
- MOJSKI J.E., TREMBACZOWSKI J. 1973 – Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Włodawa, wyd. A. Wyd. Geol., Warszawa; <https://bazadata.pgi.gov.pl/data/mgp200/mapy/edycja1/mgp200A52-edycja1.jpg>
- MOJSKI J.E., TREMBACZOWSKI J. 1974 – Objasnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Włodawa. Wyd. Geol., Warszawa; <https://bazadata.pgi.gov.pl/data/mgp200/txt/edycja1/mgp200txt52-edycja1.pdf>
- MOSKA P., BLUSZCZ A., PORĘBA G., TUDYKA K., ADAMIEC G., SZYMAK A., PRZYBYŁA A. 2021 – Luminescence dating procedures at the Gliwice Luminescence Dating Laboratory. *Geochr.*, 48: 1–15.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., WORONKO B. 1998 – Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Prz. Geol.*, 46 (12): 1275–1281.
- NALEPKA D., WALANUS A. 2003 – Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobot.*, 43 (1): 125–134.
- OBARSKA E. 1996 – Wyniki badań palinologicznych próbek osadów profilu: Suszno, Różanka i Włodawa. [W:] Marzałek S., 2000. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Włodawa (681). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0681.pdf
- PALCZEWSKI P. 2020 – Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla ark. Sosnowica (679). Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne, Państw. Inst. Geol.-PIB.
- PALCZEWSKI P. 2023 – Raport z wyznaczenia wieku próbek metodą OSL dla ark. Wisznice (642). Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Narodowe Archiwum Geologiczne, Państw. Inst. Geol.-PIB.
- PIDEK I.A. 2003 – Mesopleistocene vegetation history in the northern foreland of the Lublin upland based on paleobotanical studies of the profiles from Zdany and Brus sites. *Wyd. UMCS, Lublin*.
- POCHOCKA-SZWARC K. 2023a – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Kołacze (716). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0716.pdf
- POCHOCKA-SZWARC K. 2023b – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Sosnowica (679). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0679.pdf
- POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M. 2023a – Mapa geologiczna pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000. [W:] Marks L. (red.), *Mapa geologiczna pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000 z tekstem objaśniającym*. Państw. Inst. Geol.-PIB.
- POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M. 2023b – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Wisznice (642). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K., WORONKO B., RYCHEL J., HRACHANIK M., MARKS L. 2016 – Stanowisko 2 – Shebryn (Szebrzyn): strefa zasięgu łądolodu stadialu warty na stanowisku Shebryn (Szebrzyn k. Brześcia). [W:] Rychel J., Zbucki Ł. (red.), *XXIII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski Plejstocena południowej części pogranicza polsko-białoruskiego, Biała Podlaska/Brest, 5–9.09.2016*. Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej: 88–92.
- POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M., PIDEK I.A., HRYNOWIECKA A., SZYMANEK M. 2021 – Nowe stanowiska osadów interglacjalu mazowieckiego na Zakłęśości Sosnowickiej (Polesie Zachodnie) i ich znaczenie paleogeograficzne i stratygraficzne. [W:] *Glacjal i peryglacjal Europa środkowej*, R. Dobrowolski (red.). Wyd. UMCS, Lublin: 257–263.
- POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M., HRYNOWIECKA A., GÓRECKI A., PIDEK I.A., SZYMANEK M., STACHOWICZ-RYBKA R., STACHOWICZ K., SKOCZYŁAS-ŚNIAŻ S. 2024 – Mazovian Interglacial sites in the Sosnowica Depression and the Parczew-Kodeń Heights (Western Polesie, SE Poland), and their stratigraphic, palaeogeographic and palaeoenvironmental significance. *Geol. Quart.*, 68: 18; doi: [10.7306/gq.1747](https://doi.org/10.7306/gq.1747)
- RICHLING A., SOLON J., MACIAS A., BALON J., BORZYSZKOWSKI J., KISTOWSKI M. (red.) 2021 – Regionalna geografia fizyczna Polski. Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań.

- SCHILD R. 1973 – Szkic paleogeografii Niżu Europejskiego w późnym glacialu, przegląd problemów. *Prz. Archeol.*, 21: 9–63.
- STACHURSKA A. 1961 – Schyłek interglacjału mazowieckiego w Susznie koło Włodawy nad Bugiem w świetle analizy botanicznej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 169: 155–173.
- SZPIKOWSKI J. 2008 – Rola procesów niweo-eolicznych w kształtowaniu rzeźby obszarów młodoglacjalnych (zlewnia Perznicy, Pojezierze Drawskie). *Landf. An.*, 9: 198–201.
- TREMBACZOWSKI J. 1957 – Utwory czwartorzędowe okolic Włodawy. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 343–370.
- VAN LOON A., BŁASZKIEWICZ M., DEGÓRSKI M. 2012 – The role of permafrost in shaping the Late Glacial relief of northern Poland. *Netherlands J. Geosci. – Geologie en Mijnbouw*, 91 (1): 223–231.
- VANDENBERGHE J. 2024 – Fluvial morphology in different permafrost environments – a review. *Quatern.*, 7: 15; <https://doi.org/10.3390/quat7010015>
- WASHBURN A.L. 1979 – *Geocryology, a survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold Ltd., London.
- 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 (2): 89–103.
- WORONKO B., NITYCHORUK J., HRACHANIK M., MAJECKA A., MARKS L., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., RYLOVA T., SZYMANEK M., ZBUCKI Ł. 2017 – Interpretacja budowy geologicznej w odsłonięciach reperowych. [W:] Marks L., Karabanov A.K. (red.), *Mapa geologiczna południowej części obszaru przygranicznego Polski i Białorusi, rejon Białej Podlaskiej i Brestu, 1:250 000, tekst objaśniający*. Państw. Inst. Geol.- PIB: 24–82.
- ZIELIŃSKI T. 2015 – *Sedymentologia. Osady rzek i jezior*. Wyd. UAM, Poznań.
- 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. Intern.*, 386: 30–41; <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.08.013>
- ŻARSKI M. 2006 – Problem zasięgu zlodowacenia Odry na Nizinie Południowopodlaskiej. [W:] *Materiały XIII Konferencji Stratygrafia plejstocenu Polski „Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża”*, W. Morawski (red.), Maróz, 4–6.09.2006 r. Państw. Inst. Geol.: 149.
- ŻARSKI M., KUCHARSKA M. 2020 – Objasnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, arkusz Siedlce. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa. <https://bazadata.pgi.gov.pl/data/mgp200/txt/edycja2/mgp200txt41-edycja2.pdf>
- ŻARSKI M., MORAWSKI M. 2018 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kaplonosy (680). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_skany/smgp0680.jpg
- ŻARSKI M., MORAWSKI M. 2019 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Kaplonosy (680). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa; https://bazadata.pgi.gov.pl/data/smgp/arkusze_txt/smgp0680.pdf
- ŻARSKI M., POCHOCKA-SZWARC K. 2023 – Objasnienia do Mapy Geologicznej w skali 1:200 000, arkusz Włodawa. Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., POCHOCKA-SZWARC K. 2024 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1:50 000, arkusz Wisznice (642). Narodowe Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., HRYNOWIECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., ORŁOWSKA A. 2023a – Stanowisko Suszno. [W:] Marks L. (red.), *Mapa geologiczna pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000 z tekstem objaśniającym*. Państw. Inst. Geol.-PIB: 87–94.
- ŻARSKI M., POCHOCKA-SZWARC K., BAHDASARAU M., BOGUCKI A., ZALESKY I. 2023b – Rzeźba terenu. [W:] Marks L. (red.), *Mapa geologiczna pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000 z tekstem objaśniającym*. Państw. Inst. Geol.-PIB, 7–15.
- ŻARSKI M., POCHOCKA-SZWARC K., HRYNOWIECKA A., MARKS L., BAHDASARAU M., BOGUCKI A., ZALESKY I. 2023c – Stratygrafia i paleogeografia czwartorzędu. [W:] Marks L. (red.), *Mapa geologiczna pogranicza polsko-białorusko-ukraińskiego, rejon Włodawy 1:250 000 z tekstem objaśniającym*. Państw. Inst. Geol.-PIB, 23–59.

Praca wpłynęła do redakcji 5.08.2024 r.

Akceptowano do druku 17.09.2024 r.